LES

EAUX SOUTERRAINES

DE LA SUÈDE

PAR

J.-G. RICHERT

Ingénieur conseil,
Ancien professeur à l'École polytechnique à Stockholm,
Docteur ès sciences *honoris causa*.

AVANT-PROPOS

Le présent travail cherche à résumer le résultat de plusieurs années de mes études dans le domaine de l'hydrologie. Une partie de ce qu'il contient a déjà paru dans différentes brochures intitulées : *Om grundvattnets förekomst och användning* (La présence et l'emploi des eaux souterraines); *Les eaux souterraines artificielles; Bassins d'infiltration; L'abaissement progressif du niveau des eaux souterraines*, etc. Les données géologiques sont empruntées au *Skandinaviens geografiska utveckling* de De Geer; au *Jordens historia* de Nathorst, aux *Comptes rendus de la Société géologique de Stockholm* et à d'autres publications.

Si ma qualité d'amateur dans les sciences géologiques m'a fait commettre quelques erreurs, je prie les hommes du métier de m'accorder toute leur indulgence. En réalité, ce travail est écrit pour mes collègues, c'est-à-dire pour les ingénieurs, mais j'ose espérer que les matériaux d'explorations hydrologiques pourront, en quelque mesure, aider à l'étude des formations quaternaires de la Suède.

INTRODUCTION

Le vieux dicton « l'eau est un bon serviteur et un mauvais maître » s'appliquait originairement aux cours d'eau à ciel ouvert qui peuvent être utiles ou nuisibles à l'homme. Il en est de même des eaux souterraines. Nous tirons de la profondeur des « oses (åsar) à pierres roulées » l'eau la plus parfaite que nous employions pour l'usage domestique, mais les infiltrations qui pénètrent dans les fondations des constructions sont malsaines, et les terrains marécageux tuent les blés et les bois. La mission de l'ingénieur est tantôt de mettre à profit les bonnes propriétés des eaux souterraines, tantôt de combattre celles qui sont nuisibles ; ces tâches peuvent être aussi intéressantes et aussi difficiles l'une que l'autre. Les lois qui régissent la présence de l'eau dans la nature ne sont pas encore entièrement étudiées, et la connaissance que nous avons des cours d'eau souterrains a été acquise pendant les dernières décades.

En général, on appelle *hydrographie* la science qui traite de la présence des eaux dans la nature, mais lorsqu'il s'agit d'eau souterraine, on a introduit la dénomination *hydrologie*.

Origine des eaux souterraines.

Des eaux souterraines sont formées par l'infiltration des pluies et peut-être aussi par la condensation de l'air humide au-dessous du sol. De même que les eaux de surface, elles existent sous forme de courants caractérisés ou de nappes d'eau relativement dormante. Il va sans dire que la vitesse des courants est infiniment moins considérable lorsque l'eau filtre à travers les pores fins et irréguliers du sous-sol que lorsqu'ils n'ont à vaincre que la résistance de friction dans les lits de fleuves à ciel ouvert. Toutefois, l'eau véritablement stagnante est aussi rare sous la surface du sol qu'au-dessus. Le mouvement peut être insensible à nos yeux, mais on peut le constater par des mesures directes.

La condition primordiale pour la formation des eaux souterraines

est la porosité du sol permettant l'infiltration des eaux pluviales. Pour qu'un courant de quelque importance puisse se former, il faut encore que le sol poreux ait une profondeur et une étendue suffisantes et qu'il soit en communication avec un cours d'eau de surface dans lequel les eaux souterraines peuvent s'écouler.

La nature des eaux souterraines dépend essentiellement de la nature du sous-sol. Dans le sable ferrugineux l'eau devient ferrugineuse; dans les roches calcaires elle devient dure; dans le granit et le grès, ordinairement douce, etc.

Pour pouvoir juger en connaissance de cause des propriétés quantitatives et qualitatives d'une nappe d'eau souterraine, il est, par conséquent, nécessaire d'étudier préalablement la nature et l'étendue de la couche aquifère. On ne peut être hydrologue sans comprendre tout au moins les principes fondamentaux de la géologie.

Le régime des eaux souterraines en Suède est en plusieurs endroits difficile à saisir, et tous ceux qui ont étudié les particularités de la création de notre pays savent qu'il ne peut pas en être autrement. L'explication des phénomènes hydrologiques se trouve d'ordinaire dans les variations qui se sont produites dans le climat et l'altitude de la presqu'île scandinave pendant la période géologique la plus récente. Notre première tâche est donc de chercher à expliquer comment la structure géologique de la Suède s'est formée sous l'action de ces forces, particulièrement en ce qui concerne les couches des roches et des sols où l'on observe la présence d'eaux souterraines.

Division du mémoire.

Le premier chapitre de cette notice traitera de la formation géologique de la Suède. Le second est voué aux principes fondamentaux et aux méthodes d'examen de l'hydrologie. Pour finir, nous donnerons une description de quelques-unes des explorations hydrologiques entreprises sous la conduite de l'auteur; dans chacun des cas nous essayerons, dans la mesure de nos moyens, d'expliquer la nature géologique du sous-sol.

CHAPITRE I.

FORMATION GÉOLOGIQUE DE LA SUÈDE.

Aspect topographique.

Toutes les personnes qui ont voyagé à l'étranger ne peuvent manquer de remarquer quelques-unes des particularités du paysage suédois, qui, aux yeux d'un profane, sont difficiles à expliquer. Nous n'avons pas de vallées larges de plusieurs milles, de plateaux indéfinis, de montagnes boisées, de versants inclinés en pente douce. Presque partout nous voyons les roches dures et dénudées du terrain archéen percer une mince couche de terre couverte d'une végétation souvent pauvre. Bien au-dessus du niveau où la mer a laissé des traces, les blocs de pierre sont arrondis, lisses, comme polis, avec des rainures nombreuses dans une direction déterminée. Dans la plus grande partie de notre pays, le sol est constitué par un gravier irrégulier, mêlé d'argile, où la plus fine poussière minérale alterne avec des pierres anguleuses et des blocs immenses dont la nature pétrographique est souvent tout autre que celle des roches environnantes; et au lieu du lit de gravier des vallées continentales, nous trouvons seulement de petites couches de sable, mais en revanche de puissantes et vastes couches d'argile. Mais nos « oses » [1] à pierres roulées constituent indiscutablement le phénomène le plus remarquable de notre pays; leurs « dos de chèvre » caractéristiques s'étendent sur plusieurs dizaines de milles, tantôt enfoncés sous la surface du sol, tantôt grimpant sur des hauteurs notables et formés de couches stratifiées, triées et lavées, d'une origine évidemment fluviale.

On se demande : Quelle force géologique a-t-elle pu disséminer ces gigantesques quartiers de rochers sur le sommet des plus hautes montagnes ou les enfouir dans cette fine argile? Comment les « oses » à pierres roulées, qui sont clairement formés dans l'eau courante, ont-ils pu être déposés en travers des vallées et des lignes de partage

---

[1] Chaînes de collines allongées.

des eaux? Quel outil titanique, servant tantôt de balai pour enlever les couches meubles de terre, tantôt de rabot pour arrondir et polir ces rochers durs, a-t-il pu façonner notre roche archéenne?

A ces questions le géologue répond : De même que la glace revêt aujourd'hui la plus grande partie du Groenland, ainsi une couche de glace continue s'est répandue sur la Scandinavie et a créé sa nature géographique. La glace a d'abord supplanté les couches meubles formées dans une phase précédente, elle a ensuite attaqué la roche qu'elle a rabotée. Prises dans la glace, toutes ces masses d'argile, de sable et de pierre ont dû suivre ses mouvements, puis, rendues libres par la fonte de la glace, elles se sont déposées tantôt en mélanges irréguliers, tantôt stratifiés et triés par les fleuves impétueux formés par la fonte de la glace. Ensuite, l'altitude de la presqu'île scandinave a changé, plusieurs de ses parties se sont enfoncées dans la mer, où elles ont subi de nouvelles transformations.

Histoire géologique.

Nous allons chercher à décrire ces phases diverses du développement de notre contrée en suivant l'ordre chronologique.

Divisions des périodes géologiques.

Période archéenne	Période permienne.
— algonkienne.	— triasique.
— cambrienne.	— jurassique.
— silurienne.	— crétacique.
— dévonienne.	— tertiaire.
— carboniférienne.	— quaternaire.

C'est pendant la première période, période archéenne, lorsque la vie organique n'est pas encore éveillée, que se forme la roche primitive. Pendant les périodes suivantes, quand les roches principalement sédimentaires sont en formation, la vie organique paraît sur la terre, végétaux et animaux, d'espèces peu nombreuses au début, se développent et se multiplient par voie de sélection naturelle. Des restes pétrifiés de plantes et d'animaux, ou fossiles, sont enfouis dans des sédiments conservés encore aujourd'hui. A l'aide de la *paléontologie*, la science auxiliaire de la géologie, on est parvenu à déterminer l'âge respectif des fossiles et à baser sur cet âge la division des périodes géologiques donnée plus haut.

La roche primitive, formée pendant la période archéenne, est constituée en grande partie par du granit et du gneiss. On rattache aux formations algonkiennes la série des couches sédimentaires qui précèdent les plus anciennes couches cambriennes fossilifères. Les roches cambriennes-siluriennes sont également des dépôts sédimentaires : calcaire, grès et schistes, formés dans la mer qui, à plusieurs reprises, a dû, par conséquent, recouvrir toute la presqu'île scandinave actuelle. Le calcaire tire son origine des coquilles et autres débris calcaires provenant du monde végétal et du monde animal ; le grès est du sable cimenté par quelque substance calcaire ou ferrugineuse; les schistes sont formés d'argile comprimée et pétrifiée.

Tout dépôt des périodes comprises entre les temps siluriens et l'âge jurassique fait défaut dans notre pays ; ce fait doit prouver que la terre avait émergé durant ce laps de temps. Pendant les périodes jurassique et crétacique, le Sud de la Suède a été immergé à diverses reprises, ce qui est l'origine de la formation des puissantes couches crétaciques de la Scanie. Pendant la période tertiaire, par suite du retrait de la mer, toute la presqu'île scandinave se trouvait à un niveau sensiblement plus élevé que celui qu'elle a actuellement. Pendant la période quaternaire, à laquelle appartient l'époque actuelle, l'époque glaciaire eut lieu; puis se produisirent des abaissements et des exhaussements du sol durant lesquels aucune roche solide ne s'est formée en Suède.

Dislocation de l'écorce; décomposition de sa surface.

La roche n'est pas restée telle qu'elle était lors de sa formation. Depuis sa création, la surface du globe a été exposée à de perpétuelles vicissitudes. Des dislocations latérales résultant du refroidissement et de la contraction de la croûte terrestre ont donné lieu à des plis qui paraissent sous forme de longues chaînes de montagnes, de grandes parties se sont enfoncées, formant de profondes dépressions limitées par des failles. Les masses éruptives venant de l'intérieur de la terre ont pénétré et recouvert des dépôts formés antérieurement. Et, par suite de ces divers phénomènes, il est plutôt exceptionnel de voir des roches sédimentaires occupant encore une position horizontale.

Cependant les forces prodigieuses qui ont causé ces perturbations dans la position originaire de la roche n'ont pas pu modifier la nature de la surface du globe aussi profondément que l'ont fait l'air et l'eau dont l'action paraît pourtant inoffensive et faible. Lentement mais sûrement la décomposition a transformé la surface de la roche en une

masse friable dans laquelle les racines des plantes se sont fixées; l'acide carbonique a fait son œuvre destructive; enfin la croûte solide de la roche s'est affaissée de plus en plus sous le revêtement d'éléments détritiques. Non seulement l'érosion de l'eau courante a emporté des fragments isolés, mais elle a creusé de profonds canaux dans les roches les plus dures. Et tout ce qui est ainsi balayé des régions élevées est emporté par des ruisseaux, des rivières et des fleuves; les fragments diminuent continuellement de grosseur, ils sont usés, arrondis, triés et finissent par se déposer de nouveau dans la mer sous forme de sable ou d'argile.

Les brisants de la mer attaquent les côtes, emportent les couches meubles du sol, minent et détruisent les parois denses de la roche. Les détritus végétaux remplissent les marais et les étangs de diverses sortes de tourbe.

A la longue et sous l'action incessante de ces petites forces infimes, des chaînes de montagnes ont été effacées, des lacs comblés et la ligne du littoral reculée. La lutte est perpétuelle entre les forces qui forment les roches et causent de nouvelles différences de niveaux et les forces nivelantes qui cherchent à les effacer.

Pour pouvoir bien comprendre comment la Suède, durant la période quaternaire, a reçu sa configuration géographique, il est bon de jeter un regard en arrière sur la période immédiatement précédente, la période tertiaire.

La Suède a l'époque tertiaire.

Comme nous l'avons déjà dit, la presqu'île scandinave était émergée depuis la période silurienne, à l'exception du promontoire le plus méridional de la Suède, qui, à des intervalles relativement courts, avait été recouvert par les eaux. Pendant ces millions d'années, la décomposition et l'érosion avaient peu à peu détruit les roches de formation sédimentaire et commencé à attaquer le terrain archéen sous-jacent. Au début de la période tertiaire, notre pays devait avoir un caractère analogue à celui des pays actuels de l'Europe méridionale : le climat était chaud, les pluies abondantes. Les hauts plateaux étaient couverts d'une végétation semblable à celle qui croît maintenant sur le littoral de la Méditerranée; de puissants fleuves avaient creusé de larges vallées où le gravier de décomposition s'était déposé en lits régulièrement stratifiés. Une riche faune prospérait dans cette charmante nature; dans les bois profonds, de grands quadrupèdes erraient dans

une heureuse ignorance du plus dangereux habitant de la terre, l'*homo sapiens*.

Ce que nous appelons aujourd'hui la mer Baltique n'était alors qu'une vallée entre les hauts plateaux de la Russie et de la Scandinavie. Il y coulait probablement, du Nord au Sud, un fleuve immense, nourri de nombreux affluents à l'Est et à l'Ouest ; ce fleuve se déversait dans un bras de l'Atlantique en passant sur les plaines actuelles de l'Allemagne du Nord, lesquelles ne furent formées des débris des terrains glaciaires suèdois que plus tard, pendant la période quaternaire (voir p. 232). Il est également possible que, au moins pendant une certaine phase, un fleuve tertiaire coupât la Scanie du Sud-Est au Nord-Ouest, car, entre Malmö et Lund, les sondages ont révélé la présence d'une large et profonde vallée creusée dans les formations crétacées et partiellement comblée de sédiments d'origine tertiaire (voir p. 316).

Première période glaciaire.

Peu à peu le climat devint plus rude, et au commencement de la période quaternaire la température moyenne devait être plus basse que la température actuelle. Les plantes les plus délicates avaient déjà disparu, les animaux avaient émigré vers le Sud. Les neiges que la chaleur décroissante des étés ne parvenait pas à fondre s'accumulaient sur les montagnes. Ainsi montaient et montaient toujours « les neiges éternelles ». Les glaciers descendaient de plus en plus dans les vallées, leur puissance augmentait, enfin les courants glaciaires se rejoignirent, formant une nappe de glace continue (*landis*) qui de la crête des montagnes de Kölen rayonnait en tous sens.

Cette *landis* avait une étendue et une hauteur que nous pouvons difficilement nous représenter. A l'Est, elle couvrait la Russie européenne et ne s'arrêtait qu'aux toundras de Sibérie où, à vrai dire, le climat était aussi rude mais les neiges peu abondantes, et, par conséquent, l'été pouvait fondre ce que l'hiver avait apporté. Au Sud, elle était arrêtée par les étés chauds de l'Europe méridionale et au Sud-Ouest par un courant glaciaire d'une direction opposée, venant des Highlands de l'Écosse. L'étendue de ces nappes est marquée sur le croquis, qui indique également quelques-unes des régions glaciaires plus petites de l'Europe durant cette époque (fig. 1).

Afin de pouvoir juger la nappe glaciaire comme instrument géologique, nous allons étudier un glacier actuel. Il y en a sur les monta-

gnes de Suède, de Norvège, de Suisse, mais surtout dans les contrées polaires, par exemple au Groenland qui presque tout entier est recouvert d'un manteau de glace.

Les glaciers sont formés dans les hautes altitudes, de neiges qui graduellement se congèlent. Au fur et à mesure que la hauteur de la masse augmente, elle descend par l'action de la gravitation sur le flanc de la montagne, suit les contours du sol, souvent contrainte à changer de direction, déviant de côté et d'autre, tantôt franchissant un pic,

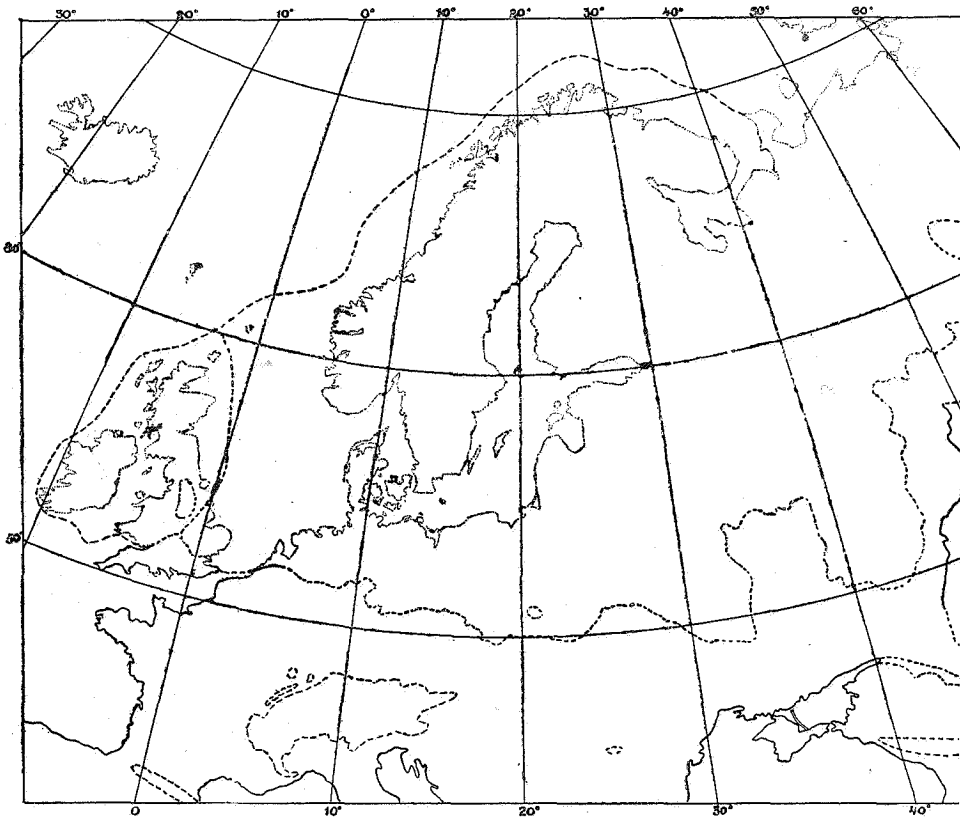


Fig. 1.

tantôt se précipitant dans un abîme. Elle se resserre dans les gorges étroites, s'étend lorsque la vallée s'élargit. Dans l'ensemble sa masse est plastique, bien que dans les courbes brusques il se produise des fentes qui se ferment ensuite.

Lorsque la nappe de glace se répand sur le sol, elle entraîne avec

elle de la terre et des pierres isolées qui, prises dans la glace, l'accompagnent dans son parcours. La roche est rabotée et striée par cette lourde masse mêlée de pierres qui, elles-mêmes, sont broyées ou usées.

Ainsi qu'un fleuve puissant, mais avec des forces beaucoup supérieures, le courant de glace érode son lit, le balaie, le rabote, le raie, et les masses qu'il a entraînées reposent soit à la surface, soit dans les couches du fond.

En été, sous l'action du soleil et de la pluie, l'eau coule et, par des fentes, pénètre jusqu'au fond de la couche de glace, où elle forme des canaux en forme de tunnels. Plus le glacier descend sur le versant de la montagne, plus il trouve un climat chaud et plus la fonte est abondante. Enfin l'égalité s'établit entre l'affluence et la fonte, le bord du glacier recule en été pour avancer de nouveau en hiver. Au-dessous de sa limite, la glace dépose en une masse irrégulière et hétérogène les matières meubles, pierre, gravier, sable et argile, que nous nommons *moraines*. Le torrent glaciaire se précipite de « la porte du glacier », entraînant avec fracas des pierres roulées, du sable et des particules d'argile que la glace rend à la liberté et qui sont façonnés, arrondis et triés par l'eau de fusion. Les fragments les plus gros se déposent bientôt, les plus fins descendent plus bas, l'argile va jusqu'à la mer ou jusqu'à quelque grand amas d'eau. C'est ainsi que sont formés le gravier glaciaire, le sable et l'argile glaciaires.

S'il se produit un adoucissement dans le climat, la masse glaciaire recule, abandonnant les matières meubles qu'elle entraînait ou qui étaient gelées au fond et les matières qui étaient englobées dans l'intérieur de sa masse. Les premières forment une *moraine profonde*, les autres une *moraine supérieure*. Si le glacier est resté relativement sans mouvement pendant un temps donné, les matières meubles s'amassent le long du bord de la glace en un long monticule appelé *moraine frontale*.

Lorsque le glacier s'étend jusqu'à la mer, il est miné, exposé à l'action de la force soulevante de l'eau, jusqu'à ce qu'à la fin il se brise; alors, avec un bruit retentissant, une partie de la glace, un « iceberg » (mont de glace) se détache; il flotte quelque temps à la dérive et finalement il fond; alors les matériaux morainiques pris dans la glace sont mis peu à peu en liberté et tombent au fond de la mer où graduellement ils sont recouverts de sédiments.

Après cette étude préparatoire, retournons à la grande nappe de glace et cherchons à nous rendre compte de l'action qu'elle exerça sur les régions enfouies sous sa froide couverture.

Nous avons déjà dit que pendant la période tertiaire le climat, dans le Nord, fut chaud et humide, d'où il résulta naturellement que l'œuvre de décomposition agit non seulement sur les couches sédimentaires, mais sur la roche archéenne elle-même. En vertu des connaissances acquises sur les contrées qui n'ont pas été recouvertes par la glace, on suppose que ce revêtement de décomposition atteignait quelques dizaines de mètres de hauteur.

Lorsque nous voyons comment un petit glacier peut s'ouvrir un chemin, il nous est facile de comprendre comment une masse mobile de glace, ayant plusieurs centaines de mètres de hauteur, a dû transformer la configuration de la presqu'île scandinave. La glace balaya d'abord les couches meubles et détruisit les lits sableux délicatement stratifiés des fleuves; elle pénétra ensuite le gravier de décomposition, y creusa de profondes rigoles, transforma les rochers rugueux en pierres doucement arrondies qui étaient striées par les pierres tranchantes que charriait la glace. Tout ce que les millions d'années précédentes avaient fait pour le profit du monde animal et végétal fut totalement anéanti, et le jardin de plaisance fut changé en un désert de glace, où seul le craquement de fentes dans la glace troublait le silence de la nature. Le même sort atteignit les contrées voisines où descendaient les glaces de nos contrées (fig. 1).

Période interglaciaire.

Mais le climat devint plus chaud, et une période nouvelle commença. La fonte augmenta, le bord des glaciers recula. Les masses, prises dans la glace, furent remises en liberté, et les régions qui avaient été ensevelies sous la glace furent couvertes de moraines. Des torrents impétueux s'échappant des portes du glacier creusèrent dans les moraines de profondes vallées d'érosion et furent l'origine de nouvelles formations fluviatiles. Parmi celles-ci on doit mentionner spécialement les oses à pierres roulées qui, d'après ce qu'on croit, ont été déposées dans les canaux formant tunnels sous la glace.

Le Nord de l'Allemagne est formé en majeure partie de ces dépôts glaciaires, et, sans l'invasion des glaces, cette contrée ne serait aujourd'hui que le fond d'un golfe de l'océan Atlantique.

Lorsque la nappe de glace eut reculé jusqu'aux parties centrales de la presqu'île scandinave, elle se divisa, ne formant plus que des glaciers isolés dont l'épaisseur diminua peu à peu et qui disparurent finalement. La souveraineté de la glace était terminée. Alors commença une

période *interglaciaire* avec un climat plus chaud que le climat actuel; les végétaux et les animaux des pays méridionaux revinrent en masse, et les restes de Mammouths que l'on a trouvés indiquent que l'Éléphant à longs poils avait étendu ses incursions jusqu'aux Alpes de la Norvège. On n'a pas d'absolue certitude sur l'altitude du pays, mais on a toute raison de croire qu'elle était supérieure à ce qu'elle est de nos jours.

Comment se présentait notre pays après la fonte des glaces? Toute la surface devait être recouverte de moraines, comme le sont actuellement les plateaux de la province de Småland, avec quelques oses de pierres roulées et autres dépôts provenant des fleuves glaciaires. Comme la nappe de glace avait creusé dans le gravier de décomposition, qui avait naturellement des profondeurs variées, la roche mise à nu montrait une surface en général irrégulière et raboteuse, et puis se voyaient les gradins puissants produits par des perturbations tectoniques le long des failles. La masse des moraines déchargée par la suite ne suffisant pas à remplir entièrement toutes les excavations, une quantité innombrable de lacs, petits et grands, demeurèrent et animèrent un paysage du reste triste et uniforme. Durant la période interglaciaire, les moraines furent soumises à l'action des cours d'eau, et, une fois encore, des couches fluviatiles de sable se déposèrent.

Seconde période glaciaire. Mer a Yoldia.

Mais le climat se refroidit de nouveau, les glaciers descendirent de plus en plus bas dans les vallées, et une nouvelle calotte de glace se forma. La *seconde glaciation* fut moins étendue que la *grande glaciation* qui avait précédé. Vers la fin de la période, les courants glaciaires suivirent les dépressions du terrain; ainsi, les terres les plus basses de la Scanie méridionale furent inondées par un courant glaciaire baltique, inclinant de l'Est au Nord-Ouest vers Öresund.

Pendant la deuxième période glaciaire, le niveau de la presqu'île scandinave s'affaissa, ce qui, au dire de nombreux géologues, eut pour cause le poids énorme de la glace. Cet *affaissement à la fin de la période glaciaire* a apporté d'importantes modifications dans les couches meubles des régions inondées et il a, par conséquent, la plus haute importance dans l'étude de l'hydrologie. Son étendue est indiquée sur la figure 2, qui montre que l'affaissement n'a pas été aussi grand sur toute la presqu'île, mais s'est produit principalement sur les hautes régions septentrionales.

Le niveau que la mer a atteint s'appelle la limite marine, et encore

aujourd'hui il peut être facilement observé dans plusieurs endroits où l'on distingue les mêmes bancs lavés de gravier que si souvent sur le littoral nous trouvons exposés à l'action des vagues de la mer.

Ce qui caractérise tout spécialement cette période, c'est le large

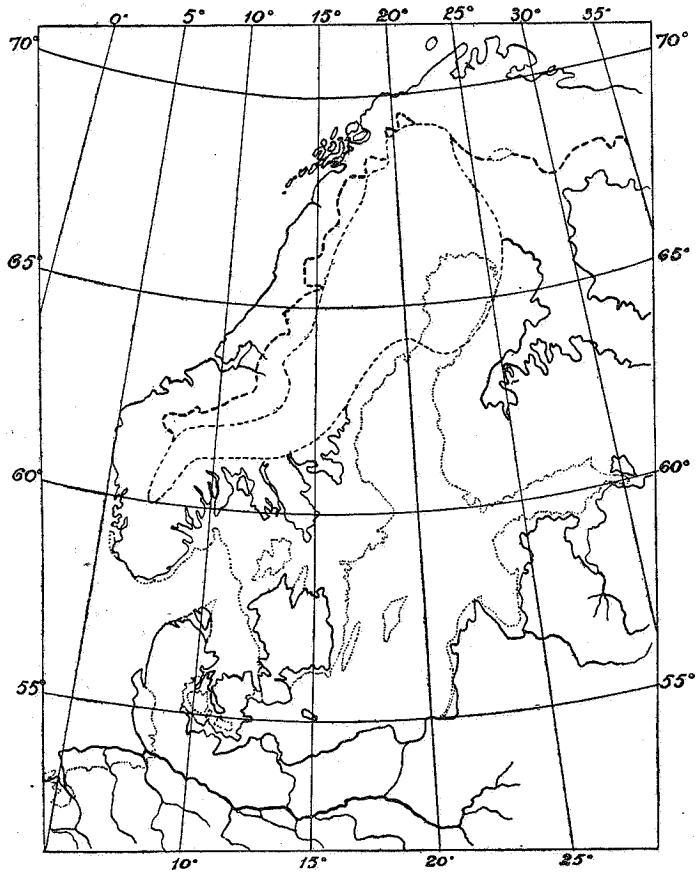


Fig. 2. — Période a Yoldia.

Légende.
- Rivage de la mer à Yoldia.
- Ligne de partage des eaux.
- Bord de la glace.
- Rivages actuels.

détroit coupant la Suède centrale — Närikesundet — et par lequel la mer du Nord communiquait avec la Baltique; les Belts et l'Öresund étaient alors au-dessus du niveau de la mer. Les bassins du Vänern, du Vättern, du Hjälmaren et du Mälaren formaient des eaux profondes

dans ce détroit, par lequel l'eau saumâtre affluait dans la Baltique. Il y a dans les dépôts argileux de cette période une grande quantité de mollusques qu'on trouve à présent au Groenland et au Spitzberg; un d'eux, *Yoldia arctica*, a été observé dans la vallée du Mälaren, et on en conclut que la Baltique devait avoir été une mer arctique intérieure, ne fût-elle que peu salée. Plusieurs géologues ont appelé cette phase de notre histoire : *la période à Yoldia*.

Exhaussement post-glaciaire. Période a Ancylus.

Après la fonte de la seconde glaciation, le pays présentait approximativement la même apparence qu'après la grande glaciation. La

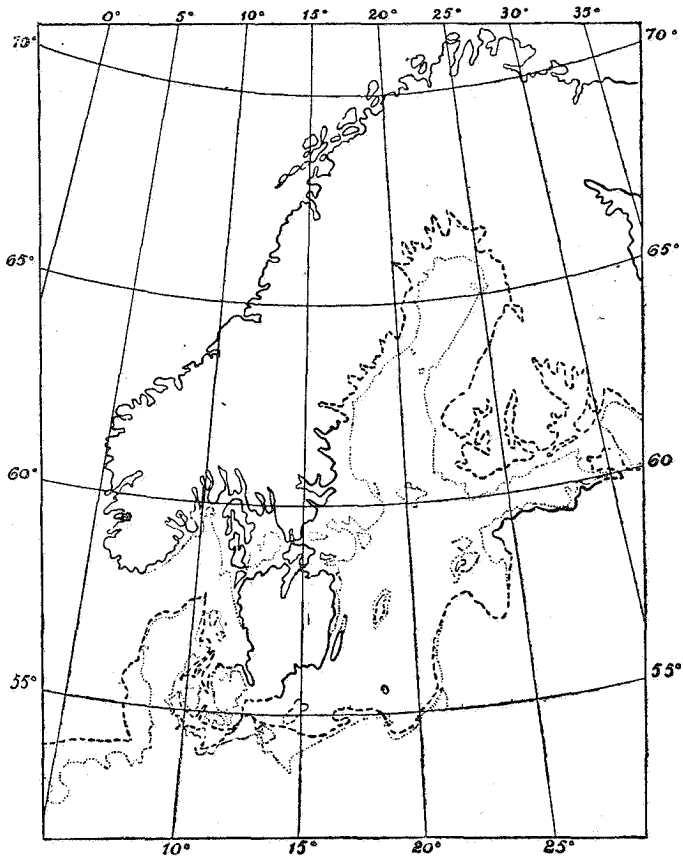


Fig. 3. — Période a Ancylus.

Légende
- ——— Rivage de la période à Ancylus.
- – – – – Rivage probable de la période à Ancylus.
- ..... Rivage actuel.

roche archéenne était couverte de moraines coupées de nombreuses dépressions remplies de lacs. Partout où la mer atteignit les côtes se produisaient de nouvelles formations marines. Les matériaux des moraines étaient lavés et triés; le plus fin limon était emporté au large et ne tombait qu'à une grande profondeur : c'est l'argile; les grains plus gros formés de sable se déposaient plus près des côtes. Cependant la majeure partie de l'argile et du sable était déposée par

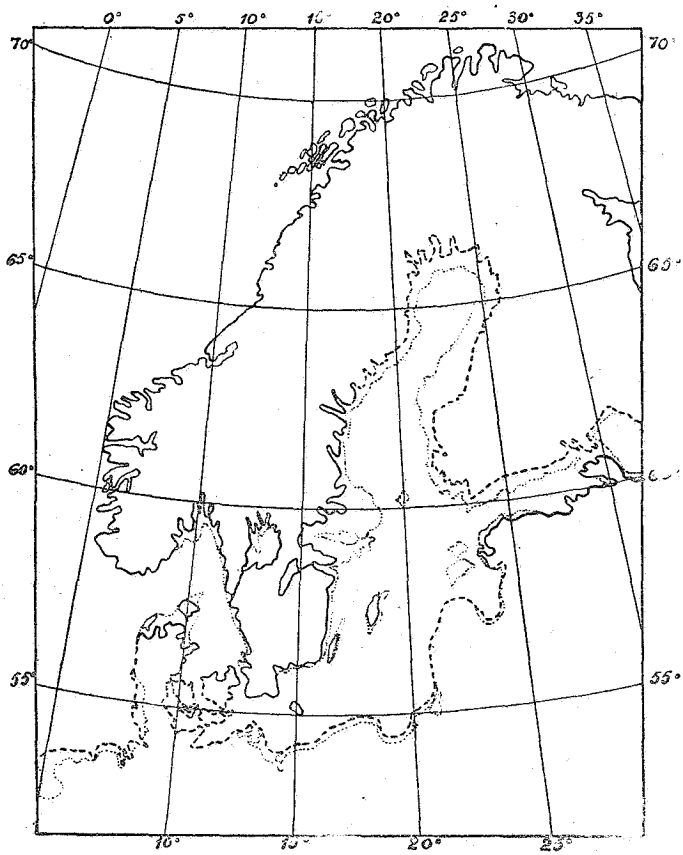


Fig. 4. — Période a Littorina.

Légende. { ——— Rivage de la période à Littorina.
– – – – Rivage présumé.
..... Rivage actuel.

les torrents glaciaires provenant de la fonte de la glace, et les oses à pierres roulées formés simultanément par ces torrents étaient particulièrement nombreux et puissants.

Aussitôt après le recul de la glace, les parties affaissées commencèrent à se relever, le *rehaussement de la fin de la période glaciaire* se produisit. Le *Närikesundet* devint une plaine, et la Baltique fut séparée de la mer, sa teneur en sel disparut complètement, et elle fut peuplée par la faune qui caractérise nos lacs. Un petit mollusque d'eau douce, de forme conique (*Ancylus fluviatilis*), est abondant dans les sédiments de cette période qui a été appelée *période à Ancylus*. La figure 3 indique la configuration de la Suède à cette époque.

Affaissement post-glaciaire. Période a Littorina.

Cependant le continent scandinave n'avait pas encore trouvé son équilibre. Un nouvel affaissement — l'*affaissement post-glaciaire* — se produisit. Par le Öresund et les Belts, où l'eau s'écoulant du lac de l'Ancylus avait creusé de profonds canaux dans la roche calcaire, la mer pénétra jusqu'à la Baltique. Comme la terre était plus basse que de nos jours, les détroits étaient plus profonds, et l'affluence de l'eau salée plus grande. La Baltique redevint un golfe marin; la faune d'eau douce disparut et fit place à plusieurs espèces qui vivent dans le Kattegat. D'après un coquillage de la Baltique que nous trouvons maintenant partout sur nos côtes, cette période a été nommée *période à Littorina*. La configuration qu'avait alors le pays est indiquée sur la figure 4.

Dernier relèvement récent.

Enfin cet affaissement lui aussi atteint un terme, et peu à peu la terre recommença à s'exhausser. Le *rehaussement post-glaciaire* continue encore à l'époque actuelle, mais il a été insignifiant au cours de ces derniers siècles.

Pendant les changements post-glaciaires du niveau, les empiétements de la mer sur les côtes continuèrent, et de nouveaux sédiments se déposèrent. La suite des couches varia comme pendant les dernières périodes glaciaires antérieures. Au commencement de l'affaissement, le sable se déposa d'abord, puis l'argile, puis de nouveau le sable.

Les régions qui ont été exposées à ces deux changements successifs de niveaux peuvent donc présenter une riche variation de dépôts marins. Tout au fond on trouve l'*argile des mers glaciales*, formée pendant la période à Yoldia, et qui est sableuse dans ses parties les plus rapprochées de la limite de la glace. Viennent ensuite, pendant les périodes post-glaciaires, les sables, l'argile et de nouveau le sable. Ce

n'est qu'à l'aide des fossiles qu'on peut différencier ces stratifications, qui, du reste, ne se trouvent que rarement toutes formées au même endroit.

Nous avons ainsi indiqué les phases les plus notables de l'histoire de la création géologique de la Suède. Nous y ajouterons maintenant un aperçu des couches meubles et solides les plus communes dans les différentes parties du pays, ainsi qu'une notion sur leur importance hydrologique.

Répartition des roches et des couches en Suède.

La roche de la Suède est constituée principalement par du granit et du gneiss, tous deux appartenant aux formations archéennes.

Des puissantes couches algonkiennes, cambriennes et siluriennes — sable, calcaire, schiste argileux — il ne reste que quelques lambeaux isolés, qui, par différentes causes, ont résisté à l'action des forces désagrégeantes. Ainsi, par exemple, Halleberg, Hunneberg, Kinnekulle, Billingen, etc., sont recouverts de masses éruptives plus jeunes et plus dures qui ont pénétré les couches sédimentaires et, comme une couverture protectrice, se sont étendues sur leur surface. Les roches de *Dalslandsgruppen* ont été conservées par des failles et des affaissements qui leur ont donné une position plus abritée, et les couches siluriennes visibles au pied de Åreskutan sont protégées par le lambeau de montagne formé de schistes de gneiss, c'est-à-dire de roche archéenne qui, au plissement de la chaîne de montagnes, s'est soulevé au-dessus des couches sous lesquelles il était originairement. Les îles de Gottland et de Öland sont entièrement formées de couches siluriennes semblables.

Dans la Scanie méridionale, on trouve un plateau calcaire formé pendant la période crétacique, recouvert d'un double lit de moraines; le plateau est coupé par des failles et très probablement aussi par une vallée fluviale de l'époque tertiaire (p. 229).

Pour ce qui concerne les couches meubles, on doit distinguer les régions qui sont au-dessus et celles qui sont au-dessous de la limite marine. Dans les premières on observe presque uniquement des moraines, et les dépôts fluviatiles sont limités aux oses à pierres roulées et aux sédiments des lacs *endigués par la glace* ou anciennes étendues d'eau dont l'écoulement a été arrêté par des restes de la nappe de glace.

Sous la limite marine, au contraire, nous trouvons d'abord les lits

marins de sable et d'argile de la fin de la période glaciaire antérieure et plus bas ceux de la période post-glaciaire. Les oses à pierres roulées sont bien formés, souvent encastrés entièrement ou bordés des deux côtés par de l'argile. Les moraines terminales de la deuxième glaciation elles-mêmes, déposées dans la mer, sont souvent encaissées dans l'argile.

A bien des points de vue la Scanie méridionale présente des différences remarquables avec le reste de la Suède. Sa roche calcaire est couverte d'une *moraine inférieure* de la grande glaciation, puis du *sable interglaciaire*, finalement de la *moraine supérieure* de la période glaciaire baltique. Dans les dépressions dues aux failles et dans les vallées d'érosion de la roche calcaire, nous trouvons des couches *tertiaires* ou *pré-glaciaires*, qui ont été protégées contre l'action de la première nappe de glace et, à cause de cela, non détruites mais franchies. La moraine inférieure est de la même nature que les autres restes de l'époque de la grande glaciation, elle est donc principalement formée de fragments de roche archéenne; par contre, la moraine supérieure est riche en blocs de roche calcaire de la région baltique méridionale. C'est la matière calcaire des moraines qui rend la Scanie méridionale si fertile. Si le courant baltique glaciaire n'avait inondé cette extrémité du pays, nous y verrions le même sol qu'au Nord du mont de Romele, et la région littorale n'existerait pas, elle serait encore recouverte par les eaux de la mer.

Nous pouvons encore ajouter qu'une grande partie de l'Allemagne du Nord est formée de moraines (p. 232). Là aussi on trouve une moraine supérieure baltique et une moraine inférieure scandinave, ainsi que quelques couches de sable « diluvial » qui de la substance des moraines a été entraîné par les fleuves glaciaires. Les territoires du Danemark et de la Russie ont eux aussi été agrandis par les dépôts de la nappe de glace scandinave; les périodes glaciaires ont donc été d'une importance capitale pour le développement géographique de toute l'Europe septentrionale.

Valeur des diverses formations au point de vue hydrologique.

Les roches archéennes ont peu de valeur au point de vue de l'hydrologie. L'eau ne peut pénétrer leur masse, et ce n'est que dans leurs fentes que passent de minces filets d'eau de source. Pour pourvoir à des besoins considérables, comme le service des eaux d'une commune, la roche archéenne n'est d'aucune ressource. Par contre, l'expérience

a démontré que le forage dans la roche peut fournir de petites quantités d'eau. D'un intérêt tout particulier sont les puits enfoncés sur les îlots déserts où la présence de l'eau ne peut s'expliquer que par des courants qui, sous le fond de la mer, viennent de la terre ferme. Ce fut A. Nordenskiöld qui, le premier, démontra la valeur hydrologique de la roche de granit qu'il cherchait à expliquer de la manière suivante : au-dessus de la limite géothermique, c'est-à-dire aussi bas que l'action de la température se fait sentir, — environ 30 mètres, — la roche est criblée de petites crevasses verticales et exposée à des perturbations qui peuvent amener aussi des fentes horizontales. C'est donc à 30 mètres de profondeur qu'on doit rencontrer l'écoulement principal des filets aquifères qui filtrent d'en haut. La théorie de Nordenskiöld n'a pas rallié beaucoup de partisans, et jusqu'à présent l'expérience n'a pas démontré que la profondeur de 30 mètres eût une importance spéciale. En tout cas, le forage dans la roche implique toujours une possibilité de sauver une petite agglomération du manque d'eau, et l'initiative de Nordenskiöld a été une bénédiction particulièrement pour la population de l'archipel.

Bien que les roches sédimentaires ne soient pas aussi denses que la roche archéenne, cependant l'eau les pénètre difficilement. Par contre, les fentes sont assez fréquentes, surtout dans la roche calcaire où d'importants courants souterrains peuvent se former. En outre, le calcaire est souvent exposé à la décomposition causée par l'eau souterraine qui le parcourt et qui, en filtrant à travers les couches supérieures du sol, s'est imprégnée d'acide carbonique. L'eau carbonatée décompose le calcaire, et en conséquence elle devient « dure ». Peu à peu les fentes s'agrandissent, forment des tunnels et des grottes dont fréquemment le toit s'effondre, formant ce qu'on appelle des « mardelles » ou entonnoirs, nommés à Gottland *slukhål* (gouffres). Ces sortes de galeries souterraines se retrouvent également dans les formations crétacées de la Scanie. Dans d'autres contrées, elle sont encore plus communes : en Dalmatie et d'autres provinces autrichiennes, le sol est tellement miné que de grandes régions sont inhabitables. Il est arrivé que des fleuves de dimensions assez considérables ont disparu dans des galeries souterraines pour reparaître plus bas. Les courants souterrains des roches calcaires sont donc souvent très abondants, mais leur valeur est diminuée par leur importante teneur en chaux et par la présence d'eau imparfaitement filtrée (p. 252). Copenhague possède un service d'eau provenant de puits enfoncés dans la roche calcaire. Malmö a également un grand nombre de puits (p. 314),

et les explorations à Ystad et à Visby ont donné de bons résultats.

Le grès des environs de Kalmar est aquifère, et des sources au pied de Billingen alimentent le service d'eau de la ville de Sköfde.

Parmi les couches meubles, l'argile est imperméable et le gravier de moraine généralement fort peu perméable. Les moraines profondes sont particulièrement denses et compactes, tandis que les moraines supérieures renferment des parties plus poreuses. Les veines d'eau isolées sont assez communes, mais les véritables courants souterrains ne se trouvent que dans les moraines, qui ont été déposées dans la mer pendant l'affaissement glaciaire antérieur.

Les lits de sable fluviatile stratifié se trouvent surtout dans les dépôts pré-glaciaires, interglaciaires et glaciaires antérieurs. Au point de vue hydrologique, ces formations sont indiscutablement les plus importantes, et ainsi que nous le montrerons plus loin, c'est plus particulièrement des oses à pierres roulées dont on a profité pour les besoins du service des eaux dans les villes suédoises.

Dans l'ensemble, les conditions hydrologiques de la Suède sont assez défavorables. La surface est presque toujours formée de roche archéenne, de moraines ou d'argiles. Les lits de sable fluviatile sont relativement rares. Il est juste de reconnaître que les oses à pierres roulées sont assez communes, mais elles sont souvent coupées par des cours d'eau de surface et manquent ainsi de la continuité qui est une condition *sine qua non* pour la formation de courants souterrains de quelque importance. Les couches calcaires siluriennes ont disparu pour la plupart, et les couches calcaires aquifères des formations crétacées sont limitées à la Scanie méridionale.

Nous ne possédons pas ici de ces courants souterrains qui fournissent l'eau à des villes de 1,000,000 d'habitants. Et si malgré cela le service des eaux est fourni d'eau souterraine dans un grand nombre de villes suédoises, c'est que le chiffre de leur population est minime. Les exemples rapportés dans le chapitre III montreront les difficultés qu'un hydrologue suédois doit tenter de vaincre et qui l'ont forcé à recourir à l'*augmentation artificielle* de la capacité des courants souterrains.

CHAPITRE II.

HYDROLOGIE.

Nous rendrons compte, dans ce chapitre, du développement historique de l'hydrologie, de la formation des eaux souterraines, des variétés différentes de courants souterrains, des méthodes d'exploration hydrologique, de la disposition générale des puits et des conduites collectrices ainsi que de la formation des eaux souterraines artificielles. Les dispositions purement techniques ne semblent pas rentrer dans le cadre de cette étude.

Historique.

De tout temps l'eau limpide et fraîche des sources a été préférée à l'eau fade des lacs ou des rivières. Il y a quelques dizaines d'années encore, on ne savait à proprement parler ce que c'était que les sources; on supposait qu'elles se rapportaient à la présence de quelque mystérieuse « veine » souterraine qui, par un pur caprice, se produisait au jour, et celui qui, en creusant un puits, était arrivé à avoir de l'eau avait, par un hasard singulier, rencontré une de ces « veines ».

Aussi longtemps qu'il s'est agi de se procurer la minime quantité d'eau nécessaire aux modestes exigences hygiéniques des siècles passés, il n'était généralement pas difficile de trouver de ces « veines » souterraines d'un rendement suffisant. Chaque propriétaire, même dans les assez grandes villes, avait dans sa cour un puits qui était dans l'immédiat voisinage de la non moins nécessaire fosse d'aisances. Entre les deux, il existait ce rapport intime que Liebig a caractérisé par ce mot célèbre : « L'urine des puits dans les villes était souvent étendue d'eau souterraine. » A la fin, cet état de choses devint intolérable, et l'opinion plus éclairée des populations exigea que l'on fournît aux villes une eau potable et non infectée. On chercha tout d'abord à utiliser les sources dont l'eau pouvait être amenée dans les villes par la gravitation et distribuée dans des fontaines publiques. La ville de

Gothembourg possède depuis plus de cent ans une conduite de cette sorte, partiellement reconstruite, et grâce à laquelle l'eau excellente de la source de Kallebäck est distribuée par un système particulier de tuyaux et de fontaines. Lorsque les sources naturelles faisaient défaut, on se mettait à la recherche des « veines » souterraines.

En ce qui concerne la qualité, ces anciennes conduites ne laissaient rien à désirer. Mais lorsque plus tard on désira avoir l'eau dans les maisons et dans les fabriques, les sources ne furent plus suffisantes, et beaucoup de puits creusés au hasard donnèrent des résultats si déplorables qu'on ne voulut plus entendre parler de l'emploi des eaux souterraines pour les grandes villes.

Il se produisit alors une réaction en faveur de l'eau, jusqu'alors méprisée, des lacs et des rivières, dont la supériorité quantitative couvrait ce que leur qualité pouvait laisser à désirer. On construisit de vastes et coûteux établissements destinés à élever et à purifier cette eau. On se contenta d'abord de la purifier par la sédimentation, mais on s'aperçut bientôt que ce procédé devait être complété par le filtrage à travers le sable. Comme les bassins de filtrage artificiel sont coûteux à construire et à entretenir, on employa, dans la mesure du possible, ce qui est appelé le *filtrage naturel*, basé sur le principe suivant.

On établit, le long de la berge d'un fleuve dont le lit consiste en sable, une galerie collectrice à fond ouvert (voir fig. 5).

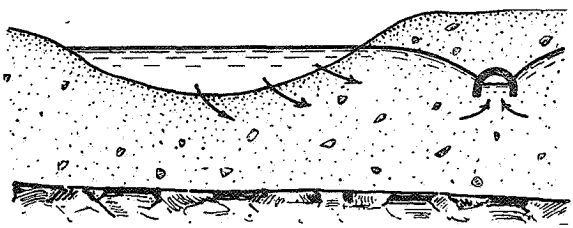


Fig. 5.

L'épuisement dans cette galerie fait baisser le niveau d'eau au-dessous du niveau du fleuve, cette différence de niveau occasionne une affluence de l'eau du fleuve dans la couche de sable qui sert comme filtre naturel, et, d'après les calculs, les vases déposées sur la surface de la couche de sable doivent être emportées par le courant. Dans les premières installations, on ne tenait pas compte de l'eau qui pouvait affluer du côté de la terre.

Un grand nombre d'établissements de ce genre ont été créés, mais la plupart n'ont pas répondu à l'attente qu'on avait conçue. Dans quel-

ques cas les pores du filtre naturel ont été obstrués par les vases que le fleuve ne pouvait emporter, dans d'autres cas le filtrage a été insuffisant.

Pourtant quelques-uns de ces établissements, bien qu'ils laissent à désirer au point de vue quantitatif, ont donné, pour ce qui concerne la qualité, un résultat de la plus haute portée pour le développement de la technique du service des eaux. En général, la capacité de la conduite collectrice a diminué graduellement, tandis que la nature de l'eau s'est améliorée : sa température s'est égalisée, et ses propriétés chimiques ont été modifiées à un degré qu'il est impossible d'attribuer à son court trajet souterrain. Bien qu'au début on n'ait nullement compté sur une affluence d'eau du côté de la terre, il fut pourtant démontré plus clairement pour chaque établissement nouveau que c'était de là, en réalité, que la conduite recevait son eau lorsque le filtrage naturel avait soit cessé complètement, soit diminué par suite de l'envasement du lit du fleuve. Quelques ingénieurs de grand renom, *Dupuy*, *Belgrand*, *Salbach*, *Thiem*, etc., se mirent alors à étudier d'une manière plus spéciale la nature propre des veines d'eau souterraine; le résultat de leurs recherches fut une science nouvelle, l'*hydrologie* ou la connaissance de la formation, des mouvements et de la nature des eaux souterraines. On sait actuellement que sous la surface de la terre coulent de véritables courants souterrains, dont le cours peut être suivi, la direction et la pente déterminées, et dont le débit peut être évalué avec une précision qui exclut le risque de voir échouer toute entreprise basée sur ces calculs.

C'est ainsi que, au cours de ces dernières dizaines d'années, on a établi avec les meilleurs résultats des conduites d'eau approvisionnant des villes de centaines de mille habitants. Et pendant que l'hydrologie est devenue une science exacte, il a été possible de démontrer que de nombreuses épidémies étaient répandues par la présence de germes spécifiques dans l'eau potable. En général, tout danger d'infection de l'eau souterraine est éliminé, mais presque tous les cours d'eau de surface peuvent être considérés comme suspects. La technique extrêmement avancée du filtrage est parvenue, on doit le reconnaître, à réduire le danger à un minimum; cependant, c'est un fait connu que les bacilles du choléra et du typhus *peuvent* passer dans de minces filets de sable, d'où il suit que le filtrage ne parvient pas à donner la même absolue sécurité contre le danger des épidémies que donnent les eaux souterraines. Dans l'ozonisation on a trouvé un moyen puissant de neutraliser tout danger provenant de l'impureté de

l'eau, mais la méthode est très coûteuse. En admettant cependant que l'on parvienne à stériliser l'eau de rivière, elle conserve toujours l'inconvénient de sa haute température estivale en opposition à la fraîcheur vivifiante de l'eau de source. Ce n'est qu'après le filtrage, l'ozonisation et la réfrigération que l'eau de rivière peut soutenir la comparaison avec l'eau souterraine; mais, tout au moins pour le présent, un traitement aussi complet est inadmissible au point de vue financier.

Ces avantages économiques, hygiéniques et esthétiques de l'eau souterraine sont à présent si généralement reconnus que chaque ville qui se dispose à construire une conduite d'eau doit, avant toute chose, chercher à se servir de sources visibles et souterraines. Ce n'est que lorsqu'on s'est assuré, par des explorations hydrologiques approfondies, de l'impossibilité de se procurer de l'eau souterraine moyennant une dépense modérée, que l'on doit avoir recours à l'eau de surface.

Formation de l'eau souterraine.

La formation des eaux souterraines s'explique de plusieurs manières. Suivant la *théorie de l'infiltration,* une partie des eaux pluviales pénètre dans le sol. D'après *Nowak*, c'est principalement par le fond de la mer que l'eau pénètre jusqu'à l'intérieur de la terre. *Volger* prétend que l'eau souterraine est produite par la condensation de l'air souterrain, *Metzer* modifie cette théorie et suppose que c'est la condensation de la vapeur d'eau montant des profondeurs.

Laquelle de ces théories est la juste? Il est à croire qu'aucune d'elles n'est suffisante pour élucider tous les phénomènes, mais chacune peut s'adapter à un cas spécial. L'existence de l'infiltration est hors de doute, et il est également indiscutable que la « formation de rosée » souterraine dans les cavernes des montagnes est un apport important aux courants souterrains et que les vapeurs montant de l'intérieur de la terre jouent un rôle considérable dans la formation des sources d'eau chaude.

Pour nous, ingénieurs, la question de la formation de l'eau souterraine est d'une importance secondaire. Dans aucun cas nous ne devons évaluer la capacité d'une nappe souterraine d'après la grandeur de la région d'infiltration (p. 253) ou sur une hypothèse scientifique quelle qu'elle soit ; nous devons pouvoir fournir des preuves manifestes de la

présence d'une certaine quantité d'eau. Je me souviens du mot de feu mon ami et maître, A. Thiem : « Je ne me préoccupe pas de savoir d'où vient et où va l'eau souterraine : *elle est ici!* »

Différentes sortes de courants souterrains.

En thèse générale, un courant souterrain obéit aux mêmes lois qu'un fleuve ordinaire. Son lit est formé de couches imperméables de terre ou de roche, ses mouvements sont déterminés par la gravitation. Chaque particule d'eau tend vers le bas dans la direction où elle rencontre le moins de résistance. L'eau coule tantôt dans un chenal étendu avec une direction marquée, tantôt se répand sur une vaste superficie. Dans un lit de sable homogène, elle remplit toutes les cavités et coule comme un fleuve entier; dans la roche ou dans le gravier des moraines, elle forme des veines isolées. Un courant souterrain peut être contraint à suivre un lit enfermé à une grande profondeur entre des couches imperméables, ou bien à monter jusqu'à la surface du sol sous forme de source. Dans la plupart des cas, le courant se déverse dans un cours d'eau de surface; quelquefois, au contraire, le courant souterrain est alimenté par un fleuve ou par un lac situé plus haut, et il arrive aussi qu'un courant souterrain peut couler sous un fleuve sans avoir avec lui aucune espèce de communication.

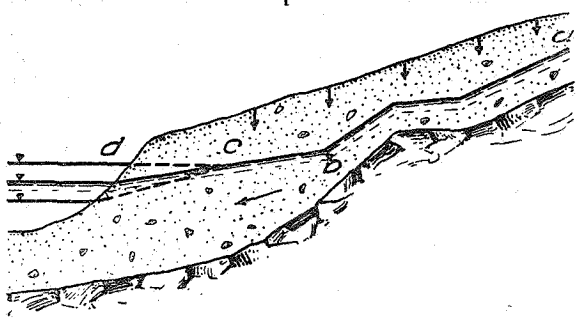


Fig. 6.

L'eau souterraine coule beaucoup plus lentement que l'eau libre : c'est une conséquence de la grande résistance de frottement dans les petits canaux irréguliers qui relient les cavités souterraines. La résistance doit être vaincue par une chute d'une certaine hauteur; à cause de cela, les nappes souterraines ont toujours une pente plus ou moins grande qui est déterminée par la vitesse du courant et la nature du terrain dans lequel elles coulent.

La figure 6 montre la coupe longitudinale schématique d'un courant souterrain. Dans la partie supérieure du courant, entre *a* et *b*, le courant suit l'inclinaison de la couche du fond imperméable, entre *b* et *d* la nappe est endiguée par le récipient dont les variations de niveau sont sensibles jusqu'au point *c*. Entre *c* et *d*, le niveau du courant souterrain est soumis à des variations continuelles. Si le fleuve monte au-dessus du niveau moyen, la pente et la vitesse du courant souterrain diminuent, sa surface est endiguée, et l'eau du fleuve afflue dans le sous-sol ; mais avant que le mouvement ait pu se transmettre en *c*, le fleuve a baissé. L'effet est contraire lorsque l'eau est basse.

Les figures 7 et 8 représentent un courant souterrain qui coule sous un fleuve et parallèlement à lui. Il existe entre ces deux courants un échange continuel : tantôt l'eau souterraine passe dans le fleuve, tantôt le fleuve s'infiltre par le fond.

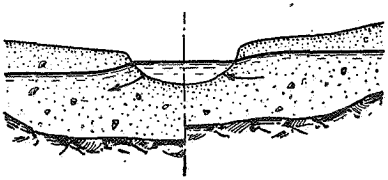


Fig. 7.

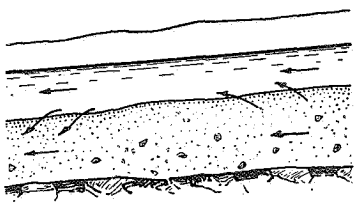


Fig. 8.

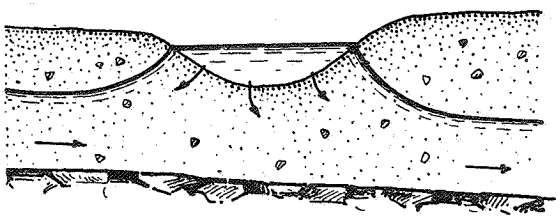


Fig. 9.

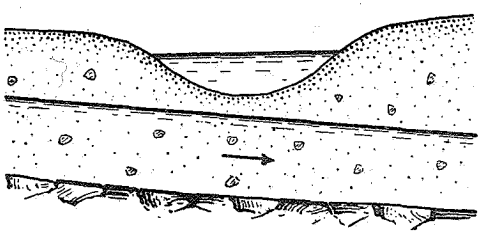


Fig. 10.

La figure 9 montre un courant souterrain constamment alimenté par un fleuve situé plus haut. Le cas est peu connu, car généralement les pores dans le lit du fleuve s'envasent, et l'infiltration cesse (fig. 10).

La figure 11 montre un courant qui, dans sa partie supérieure entre *a* et *b*, a une surface libre, mais entre *b* et *c* est enfermé sous une

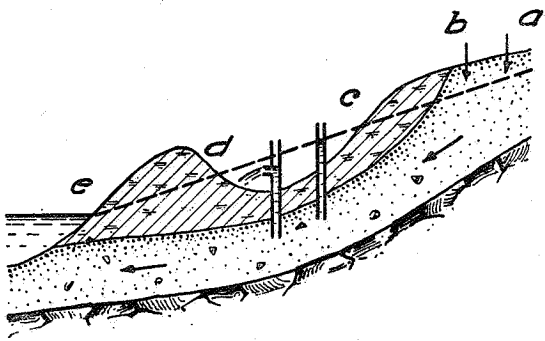


Fig. 11.

couche imperméable. Entre *c* et *d* l'eau peut monter à la surface du sol par des puits artésiens. Suivant un usage établi, nous appelons toute la partie du courant en aval de *b* un *courant artésien*.

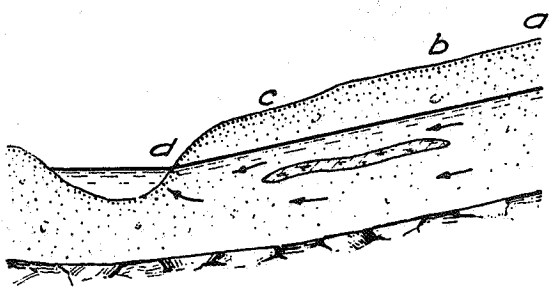


Fig. 12.

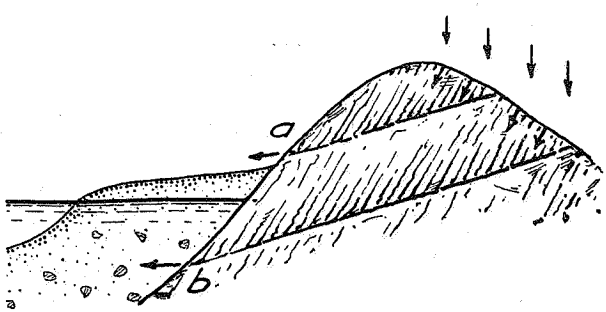


Fig. 13.

La figure 12 représente une nappe qui est homogène entre *a* et *b* ainsi que entre *c* et *d*, mais qui, entre *b* et *c*, est divisée en deux

« étages » séparés par un « plancher » d'argile ou de sable fin. L'étage supérieur a une surface libre, l'étage inférieur est artésien.

La figure 13 montre une source qui s'écoule en *a* par une fente dans la roche. Une veine, située plus bas, s'écoule en *b* dans un courant souterrain situé en aval.

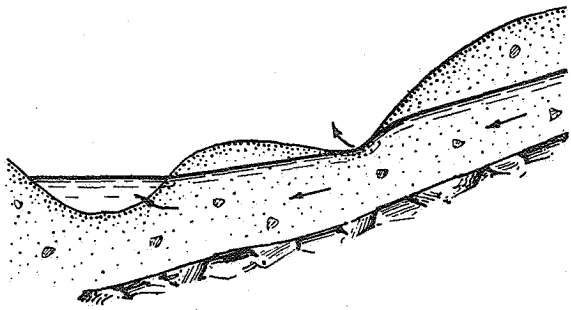


Fig. 14.

La figure 14 montre comment un courant souterrain ordinaire forme une source qui ne représente qu'un écoulement partiel ou déversoir.

Nature des eaux souterraines.

Si l'on compare un échantillon d'eau pris dans un puits sur le bord d'un fleuve avec un échantillon pris dans le fleuve lui-même, on trouve dans la plupart des cas qu'il existe une différence notable entre les eaux. L'eau du premier est limpide comme du cristal, agréable au goût, fraîche et possède une température constante; la seconde est troublée par de fines particules vaseuses, elle a souvent une teinte grisâtre ou brunâtre et un goût fade, elle est chaude en été et froide en hiver. La première contient fréquemment nombre d'adjonctions chimiques, elle a le goût de fer, est « dure », c'est-à-dire riche en chaux et en magnésie, ou bien, si le puits est très profond, elle a une odeur désagréable d'acide sulfhydrique; la seconde est plus dépourvue d'éléments chimiques, molle et ne contient pas de fer. A l'analyse bactériologique, la première est stérile, la seconde riche en bactéries. Aux points de vue physique, esthétique et hygiénique, l'eau souterraine est indiscutablement supérieure en tant qu'eau potable, mais pour la cuisson de certains aliments, la lessive et l'usage technique l'eau du fleuve est souvent préférable.

Ces différences sont expliquées par les traitements que l'eau a subis après que, sous forme de pluie, elle est tombée sur le sol. L'eau de surface a été constamment en contact avec l'air et avec la surface du sol. Pendant l'infiltration, l'eau souterraine prend l'acide carbonique dans les couches supérieures et reçoit ainsi la faculté de décomposer certaines combinaisons chimiques. Au fur et à mesure que l'eau pénètre plus profondément, l'accès de l'air diminue, l'oxygène s'épuise, les germes se déposent, les procédés réducteurs se manifestent, et les produits gazeux apparaissent. La température s'égalise et finit par devenir constante. La nature de l'eau devient dépendante de sa profondeur au-dessous du sol et de la nature du sous-sol.

Il ne faut donc pas juger d'après la même formule l'eau de surface et l'eau souterraine dans leurs qualités appropriées au service des eaux d'une ville. Les chlorures et l'azote n'ont pas la même action hygiénique lorsqu'on les rencontre dans l'eau souterraine stérile comme dans l'eau de surface chargée de bactéries.

Nous traiterons ce sujet d'une manière plus approfondie quand nous en serons aux applications (p. 306). Le chlore est un élément commun dans les couches de sable qui ont été déposées dans la mer. Dans la vallée souterraine du Göta Elf, l'eau est douce dans le courant central où, dans le cours des siècles, les dépôts de sel ont été emportés, mais dans un élargissement du courant, rempli de sable fin et serré, l'eau est salée et impotable (p. 311). Les mêmes observations ont été faites dans un courant artésien à Alingsås, situé à 60 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, mais au-dessous du niveau de la mer glaciaire antérieure. Comme on le sait, non seulement le sel marin n'est pas nuisible, mais il est utile à l'organisme humain, et par conséquent, tant que son goût ne peut se sentir, sa présence ne diminue en rien la valeur de l'eau.

L'objet primordial de l'analyse *chimique* d'une nappe aquifère est de déterminer son degré de dureté et sa teneur en fer.

La chaux, on le sait, est facilement soluble dans l'eau carbonatée, mais elle se précipite facilement aussi lorsque l'acide carbonique disparaît. L'eau d'un courant souterrain qui traverse une roche calcaire ou des couches de sable riche en chaux est presque toujours dure; dans les courants souterrains de la Scanie, un degré de dureté de 20° (*) appartient non pas à l'exception, mais à la règle. Quand une eau sou-

(*) 1 partie de poids de chaux sur 100,000 parties d'eau.

terraine très dure forme une source, une grande partie de l'acide carbonique disparaît, et la chaux se dépose. La magnésie est soluble de la même manière, mais elle est plus difficile à précipiter.

La dureté de l'eau entraîne de nombreux inconvénients. Le savon ne se dissout pas aussi bien que dans l'eau molle, les légumes et le thé cuisent plus mal. Des précipitations se produisent dans les robinets, les chaudières sont revêtues d'incrustations, etc. Il existe de nombreuses méthodes plus ou moins coûteuses pour diminuer la dureté de l'eau. On peut mentionner, entre autres, celle qui a été appliquée par le Dr K. Sondén, ingénieur suédois. L'eau est étendue d'hydrate de chaux qui neutralise l'acide carbonique ; le carbonate de calcium et le carbonate de magnésie se précipitent, et il est ensuite facile de les séparer. Afin que l'eau puisse garder sa fraîcheur, Sondén n'en purifie qu'une partie, la moitié par exemple, de sorte que l'autre partie d'acide carbonique est conservée.

Les couches de sable dans lesquelles coulent les eaux souterraines de l'Europe septentrionale sont formées d'une grande partie de fragments de la roche archéenne de Suède très riche en fer, en conséquence de quoi elles sont elles-mêmes riches en combinaisons ferrugineuses, solubles dans l'eau carbonatée. Lorsqu'elle paraît à fleur de terre, l'eau souterraine ferrugineuse est limpide et incolore, mais lorsque l'oxydation augmente, l'eau devient trouble, et une partie du fer se précipite sous forme d'ocre. L'eau ferrugineuse contient souvent des algues d'eau souterraine, *Chrenothrix polyspora* et quelques autres, qui se déposent en grandes masses et peuvent même obstruer entièrement les pompes et les conduites. Une eau de cette nature est inutilisable dans son état naturel ; elle doit d'abord subir une épuration qui, en général, se fait : 1° par l'aérage pour précipiter le fer en ocre, et 2° par le filtrage qui sépare l'ocre. Les dispositions techniques du procédé doivent être réglées suivant la nature de l'eau. La présence capricieuse et les variations imprévues de la teneur en fer rendent le plan difficile à établir d'avance : dans la même nappe on trouve parfois des régions ferrugineuses et d'autres non ferrugineuses. Le fer est tantôt carbonaté et facile à précipiter, tantôt sulfaté, auquel cas les procédés d'épuration deviennent plus compliqués. Plus d'une fois un service d'eau souterraine, après avoir fonctionné pendant quelque temps, a dû être complété par un établissement d'épuration, dans d'autres cas la teneur de fer a baissé peu à peu, et l'eau a pu être employée sans qu'il fût nécessaire de la purifier (p. 314).

Dans ces derniers temps, on a également trouvé du *manganèse*

conjointement avec du fer; il comporte les mêmes inconvénients, mais il est plus difficile à écarter.

L'*acide sulfhydrique*, qui se rencontre souvent dans les nappes profondes artésiennes avec une faible teneur d'oxygène, s'élimine facilement par l'aérage.

Au point de vue hygiénique, l'examen le plus important est l'examen *biologique*. Comme nous l'avons déjà dit, le filtrage est si lent et si complet dans un terrain finement perméable que même les plus minimes particules vaseuses qui se trouvent dans l'eau sont séparées. Des analyses nombreuses ont démontré que l'eau souterraine ainsi formée est stérile dès qu'elle arrive à une profondeur de quelques mètres. Par contre, si elle se rapproche de la surface du sol ou qu'elle soit alimentée par des affluents passant dans un gros gravier ou une montagne fissurée, il peut arriver qu'elle soit très riche en bactéries. Parmi celles-ci il y a deux espèces pour lesquelles nous avons de bonnes raisons de nourrir un respect tout spécial : je veux parler des germes infectieux des épidémies de typhus et de choléra. Tous deux, se trouvant dans les sécrétions humaines et à la surface du sol, peuvent aisément se faire un chemin jusqu'à la nappe souterraine. Nombreuses sont les épidémies qui se sont répandues par l'eau de puits creusés dans la roche calcaire par les fentes de laquelle l'eau viciée a pu pénétrer. En France particulièrement, on a expié cruellement la tendance à employer sans discernement des « sources » fournies en grande partie par l'eau non filtrée des fleuves voisins. On doit toujours se méfier d'une eau souterraine qui contient des bactéries, surtout si, de plus, elle contient du chlore et de l'azote; de même que l'eau de surface, elle doit être purifiée, soit par le filtrage, soit par l'ozonisation.

Explorations hydrologiques.

Celui qui a accepté la responsabilité de chercher à fournir une ville d'eau souterraine doit se mettre à l'œuvre avec deux fermes résolutions : 1° de faire des explorations si complètes qu'on en puisse tirer des conclusions positives, tant sur la quantité de l'eau que sur sa nature; 2° d'appliquer la *loi des petits moyens*, c'est-à-dire d'observer la plus grande économie possible en temps et en argent. A l'aide des sondages il faut acquérir des connaissances précises sur la nature, l'épaisseur et l'étendue des couches aquifères, puis par des épuisements d'essai prolongés ou par toute autre méthode sûre, se former un juge-

ment sur le débit du courant, mais on ne doit entreprendre ces mesures coûteuses en temps comme en argent qu'après s'être assuré par des moyens très simples que l'essai peut être couronné de succès. Il faut, pour commencer, faire une exploration préliminaire sur une région étendue et choisir ensuite le district de l'exploration définitive.

Exploration préliminaire.

Nous commençons par inspecter les environs de la ville et par étudier le caractère géologique et topographique de la contrée. Les cartes géologiques nous renseignent sur la nature des roches et des couches meubles. La roche archéenne, les moraines et l'argile ne nous engagent pas à poursuivre nos explorations, mais les roches sédimentaires, les oses de pierres roulées et autres couches sableuses d'origine fluviale nous donnent bon espoir. A l'aide de cartes topographiques nous évaluons les différents rayons d'alimentation, et connaissant, d'autre part, les conditions météorologiques de la contrée, nous pouvons nous faire une idée approximative de la quantité minimale et moyenne des pluies annuelles. Par la nature même du sol, nous cherchons à juger de la possibilité d'infiltration et à faire une appréciation de la quantité souterraine que l'on pourrait obtenir, étant données certaines conditions. Cette appréciation est de haute portée, principalement en prévision d'insuccès. Si, par exemple, une vallée est bornée par la roche archéenne qui intercepte toute communication souterraine avec d'autres bassins, si de plus nous pouvons déterminer la grandeur de la surface où peut se produire l'infiltration et si, enfin, de ces connaissances nous concluons que la quantité d'eau que l'on peut se procurer par l'infiltration est inférieure aux besoins prévus, il est clair que l'exploration hydrologique donnera des résultats non satisfaisants. Si, au contraire, le terrain est formé de roches sédimentaires, il peut se faire que quelques veines des bassins voisins viennent se déverser dans le bassin en question, comme l'indique la figure 13. Mais il serait imprudent de tirer une conclusion ferme sur la quantité d'eau disponible si l'on ne possède d'autre donnée que la grandeur du district d'infiltration.

Il est à propos de faire remarquer ici que la quantité d'eau courante dans un ose de pierres roulées est sensiblement plus considérable que celle qui a pu pénétrer par infiltration sur l'ose lui-même, dont la crête étroite et les versants fort inclinés obligent l'eau de pluie à s'écouler rapidement et dont la surface est généralement dure et pier-

reuse. L'auteur a eu l'occasion de constater une fois que le noyau central d'un ose était tout entier rempli d'eau qui, au sondage, est montée *au-dessus de la crête.* Le courant souterrain était artésien! Par conséquent, il ne pouvait pas être alimenté par des infiltrations à travers son enveloppe impénétrable; l'eau provenait, sans aucun doute, des lits de moraine sous-jacents. Les oses recueillent l'eau souterraine principalement par le drainage des terrains environnants. L'afflux reçu par infiltration directe est ordinairement peu considérable.

Il va sans dire que lorsqu'on fait des explorations sur une grande plaine, le district d'infiltration du courant souterrain ne peut être ni mesuré ni évalué.

Les eaux de surface doivent être soigneusement étudiées : moins il coule d'eau sur la surface, plus on est en droit d'espérer qu'il y en a au-dessous. Plus le débit est égal pendant les différentes saisons de l'année et plus le fleuve conserve une température relativement constante, plus est grand le rôle de l'affluence souterraine. Si les observations sont faites en hiver, il faut attacher une attention toute spéciale à la glace sur l'eau de surface. L'auteur a étudié un petit ruisseau qui, dans le voisinage de Sala, coupait un ose à pierres roulées. Le ruisseau était gelé en amont de l'ose et libre immédiatement après. Le débit pouvait être apprécié à 100 litres par seconde, la température à + 3°. Si nous admettons que la température de l'eau souterraine est + 6°, et celle du ruisseau 0°, la moitié du débit, soit 50 litres par seconde était donc fournie par l'ose. Au Nord de Hudiksvall, un ose à pierres roulées avance dans la mer et en ce point l'eau n'est jamais prise, ce qui démontre clairement l'existence d'un écoulement d'eau souterraine. En été, un abaissement soudain de la température est un signe auquel on peut se fier.

La botanique est une science auxiliaire appréciable; car certaines plantes exigent une température constante et croissent de préférence au débouché des courants souterrains.

Les sables mouvants qu'on observe dans bien des fleuves sont formés par l'ameublissement du lit causé par l'infiltration de bas en haut des eaux souterraines et ils peuvent par cela même fournir un indice précieux à l'hydrologie.

Cependant la mesure la plus importante est d'observer les sources et les puits déjà existants, d'en dresser des cartes, de mesurer leur niveau, de les examiner pour s'assurer de leur débit, de la température et de la nature de leur eau. On doit s'adresser aux propriétaires

des puits pour se procurer tous les renseignements désirables sur les couches du sol, les changements de niveau, etc. Il est d'usage qu'un paysan ne donne jamais à son puits que la profondeur nécessaire pour remplir un seau, c'est-à-dire au plus 0^m50 au-dessous de la surface de la nappe ; si l'on rencontre un puits ayant 1^m50 d'eau, on en peut conclure que le niveau le plus bas qu'il y ait jamais eu était de 1 mètre inférieur au niveau actuel. Il est nécessaire aussi de vérifier si tous les puits appartiennent au même « étage » ou si quelques-uns d'entre eux traversent un « plancher » imperméable.

Explorations définitives.

Si grâce à ces études préliminaires météorologiques, géologiques et hydrologiques nous avons acquis la certitude que, dans une certaine région, on peut selon toute probabilité trouver la quantité d'eau nécessaire, nous passons aux explorations définitives dont l'objet principal est de déterminer la *quantité* et la *nature* de l'eau souterraine.

Étude de la direction et de la section d'un courant.

Pour atteindre ce but, il faut d'abord s'assurer de la *direction* du courant, puis, par des forages, déterminer sa largeur et sa profondeur, c'est-à-dire la *section transversale*, et enfin son débit. Pendant toute la période d'exploration, on doit continuer les observations sur les niveaux dans tous les puits et cours d'eau libre du voisinage, prendre des échantillons d'eau pour des analyses chimiques et des examens bactériologiques, et, si besoin en est, on doit faire des essais pour des établissements d'épuration.

La *direction* d'un courant souterrain se voit souvent clairement à la déclivité du terrain, lorsque par exemple son lit est formé d'un ose à pierres roulées. Dans tous les cas, la direction peut toujours être déterminée par des observations sur la pente de la nappe, que l'on acquiert en comparant les niveaux dans les différents puits. Pour cela il est nécessaire d'avoir au moins trois puits formant de préférence un triangle équilatéral (fig. 15).

Si l'on suppose, par exemple, que le niveau de l'eau est dans le puits A à la cote 8^m7, dans le puits B + 7^m8 et dans le puits C + 6^m5, on peut par interpolation trouver, sur la ligne AB, le point où l'on pense que le niveau de l'eau est + 8 mètres. On peut de même trouver sur A C deux points où le niveau de l'eau est respectivement + 8 et

+ 7, et sur la ligne B C un point de 7 mètres de hauteur. Si l'on joint les deux points de 8 mètres, on obtient une ligne sur laquelle le niveau de l'eau est partout + 8 et de même une ligne sur laquelle la hauteur est partout + 7. Une particule d'eau qui se trouve en un point quelconque de la ligne de 8 mètres doit être contrainte, par la pesanteur, à se porter vers la ligne de 7 mètres et cherche à atteindre son but par le plus court chemin, c'est-à-dire à angle droit.

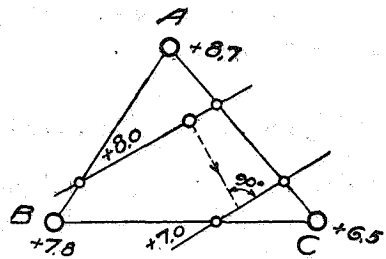


Fig. 15.

Lorsqu'on a ainsi trouvé la direction générale approximative du courant, on établit parallèlement et à angle droit avec cette direction des puits entre lesquels on trouve, également par interpolation, les points sur lesquels le niveau de l'eau est exprimé en nombres entiers; et en joignant ces points sur la carte, on obtient des *courbes horizontales* qui donnent clairement la direction du courant dans différentes parties du district d'exploration. La figure 16 montre une de ces *cartes hydrologiques* où le courant souterrain se déverse dans un cours d'eau de surface. Une section dans la longueur du courant se présente comme l'indique la figure 6 (p. 246).

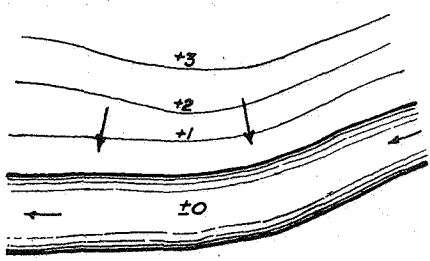


Fig. 16.

Sur la figure 17 le courant souterrain est parallèle au fleuve. Dans son cours supérieur, la surface de l'eau est plus élevée que celle du fleuve dans lequel afflue une partie de l'eau, ainsi que le montre la figure 7; dans son cours inférieur, c'est le contraire qui a lieu, et dans

la partie centrale les deux courants sont indépendants l'un de l'autre.

On trouve par des sondages la *nature* et la *profondeur* de la couche aquifère. Chaque puits doit, si possible, descendre jusqu'à la couche imperméable qui forme le fond du courant. Toutes les modifications dans la nature de la roche seront observées attentivement. La méthode de sondage la plus ordinaire dans notre pays est celle-ci : un tuyau est enfoncé avec un mouton pendant qu'un jet d'eau est pressé dans un tuyau intérieur dont l'extrémité est perforée et munie d'un ciseau. L'eau monte entre les deux tuyaux et s'écoule par une branche sur le

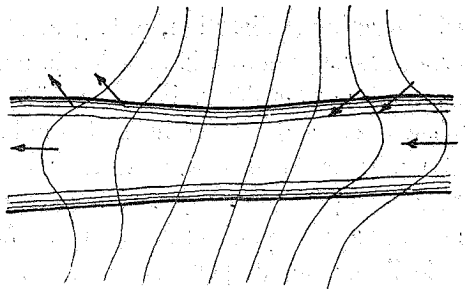


Fig. 17.

tuyau extérieur, emportant les particules de vase qui sont détachées par l'action combinée du jet d'eau et du ciseau. Cette méthode est simple et économique, mais elle ne donne jamais de résultats absolument précis. Lorsque les tuyaux pénètrent dans des couches de sable dont le grain est de grosseurs variées, le grain fin vient le premier, tandis que les grains les plus gros s'amassent au fond du puits jusqu'à ce que, par un mouvement plus puissant du jet d'eau et du ciseau, ils accompagnent l'eau. Il est facile alors de tomber dans l'erreur et de croire qu'on a rencontré une couche continue de gros gravier. Quand on pratique le forage dans le sable où se trouvent des couches très minces d'argile ou de sable très fin et très compact, c'est le contraire qui a lieu : l'échantillon montre une masse mêlée et non stratifiée. La méthode indiquée ne fournit donc qu'une connaissance approximative de la nature des couches, et quand plus tard on a creusé, on a souvent pu constater une différence marquée entre la véritable stratification et celle qui avait été indiquée dans les profils de sondage.

Il est de la plus haute importance d'observer toujours les changements possibles dans le niveau de l'eau au cours du forage. Comme nous l'avons déjà dit, il peut fort bien arriver que pendant ce forage on ne découvre pas la présence d'un « plancher » formé d'une mince couche

d'argile et que l'on ait peut-être en réalité affaire à plusieurs étages différents. Comme correctifs, on doit observer le niveau de l'eau chaque jour avant le commencement du travail. Si l'on remarque un matin que l'eau est plus basse ou plus haute que la veille, on en peut conclure que, selon toutes probabilités, le puits est entré dans un nouvel étage. Et on arrive à la même conclusion si brusquement la nature de l'eau et particulièrement sa teneur en fer a été modifiée.

Mesure du débit.

Après avoir ainsi déterminé la direction, la largeur et la profondeur d'un courant souterrain, nous passons à la question la plus intéressante et la plus difficile, nous devons déterminer son *débit*. Il ne faut pas oublier d'abord qu'aucun courant souterrain ne donne la même quantité d'eau pendant toutes les années et toutes les saisons, mais qu'il est soumis à des variations périodiques qui, bien que peu importantes en comparaison de celles des cours d'eau de surface, grâce à la lenteur de l'infiltration et de l'écoulement, peuvent néanmoins ménager des surprises désagréables à ceux qui comptent sur un débit constant. C'est généralement en automne que l'eau souterraine est au plus bas niveau, et elle peut être plus basse d'une année à l'autre. Plus la région d'infiltration est petite, plus les variations sont considérables. Par conséquent, si l'on n'a pas d'observations précédentes sur le niveau de l'eau, il est prudent d'admettre qu'à l'avenir le débit trouvé peut être réduit.

Les méthodes d'après lesquelles nous pouvons déterminer le débit sont les suivantes :

1° Mesurer la vitesse du courant;

2° Évaluer la vitesse du courant par les observations faites sur l'abaissement de l'eau à un épuisement d'essai;

3° Évaluer directement le débit par les observations faites sur l'abaissement de l'eau à un épuisement d'essai;

4° Évaluer le débit par les observations faites sur l'élévation du niveau pendant une infiltration artificielle.

Mesure de la vitesse.

Si la superficie d'une section prise à angle droit avec le courant est A mètres carrés, l'eau n'occupe pourtant pas toute cette superficie, elle coule seulement entre les grains de sable dans une quantité de

petits canaux ; la section véritable de l'eau $= k_1$ A, où k_1 est un coefficient qui représente le total des interstices sur 1 mètre carré de la section transversale du courant. Si, de plus, la vitesse moyenne dans les interstices est V_1, le débit par seconde résulte de l'équation

$$Q = k_1 A . V_1 \qquad (1)$$

On a tenté de déterminer k_1 de la manière suivante : on remplit un récipient de sable fin sur lequel on verse l'eau, et on calcule que le volume d'eau qui est contenu dans 1 mètre cube de sable indique la mesure k_1. La méthode ne présente aucune sécurité, car le sable ne peut jamais être aussi serré dans le vaisseau que dans le sol. Ordinairement k_1 varie de 0,15 à 0,25, mais il peut, dans certains cas, s'éloigner sensiblement de ces chiffres. Vu ce manque de certitude, on peut ici éliminer k_1, comme on le fait habituellement quand on donne la vitesse de l'écoulement dans un filtre artificiel, en indiquant la vitesse par V, calculée par *mètre carré de la surface totale*. On a ainsi l'équation

$$Q = A . V. \qquad (2)$$

V est par conséquent

$$= k_1 V_1,$$

soit

$$V_1 = \frac{V}{k_1}.$$

Si, par exemple, $V = 0^{mm}1$ par seconde, c'est-à-dire que chaque mètre carré de la section transversale du courant donne un débit de $0^{mc}0001$ et si l'on suppose que $k_1 = 0,2$ la vitesse réelle de l'eau souterraine $= 0^{mm}5$ par seconde, soit $43^{m}2$ par vingt-quatre heures.

Comme dans ce qui suit nous appliquons l'équation (2) qui est plus simple que l'équation (1), nous ne devons pas oublier que V représente seulement la *vitesse apparente* de l'eau souterraine. Lorsque nous voulons déterminer le temps qu'il faut à une certaine quantité d'eau pour parcourir une certaine distance, nous devons partir de la *vitesse réelle* V_1.

Il va sans dire que V ne peut pas être mesuré directement, mais on a tenté de mesurer V_1. Pour ce faire, A. Thiem a employé une solution de sel marin qui, par un puits foré, a été descendue jusqu'à la nappe souterraine. Lorsqu'on examine la teneur en chlore de l'eau dans un autre puits situé en aval du premier dans la direction du courant, on trouve qu'après quelque temps l'eau commence à devenir salée, puis la teneur en sel monte jusqu'à un certain maximum, ensuite de quoi

elle commence à baisser de nouveau jusqu'à ce que, à la fin, elle fasse entièrement défaut. Elle s'est propagée, d'une part, par la diffusion, de l'autre, par le mouvement de l'eau. L'action de la diffusion est éliminée, si l'on prend comme base de l'évaluation de la vitesse du courant le temps qui s'est écoulé entre le moment où la solution a été descendue dans le puits supérieur et le moment où la teneur en sel a atteint son maximum dans le puits inférieur. Si ce temps est T secondes et la distance entre les puits L mètres, nous avons

$$V_1 = \frac{L}{T}. \tag{3}$$

En mesurant V_1 par ce procédé entre un grand nombre de puits, on obtient une valeur moyenne, qui, de même qu'une valeur présumée pour k_1, est insérée dans l'équation (1).

Il est cependant difficile de se fier entièrement aux résultats. La nature de la roche peut varier à un tel degré qu'on ne peut jamais avoir la valeur exacte ni de V_1 ni de k_1. L'eau coule dans un grand nombre de canaux ou de veines qui n'ont ni la même direction ni le même diamètre; les particules d'eau sont obligées de passer tantôt en haut, tantôt en bas, parfois de côté, voire même de reculer. Dans certaines veines, la vitesse est bien souvent supérieure à ce qu'elle est dans telle autre veine. On risque donc toujours que la solution de sel prenne entre les puits la route la plus large et la plus rapide, c'est-à-dire que la valeur trouvée pour V_1 ne surpasse la valeur moyenne. Pour ces raisons, la méthode de Thiem, non plus que les autres méthodes employées pour la mesure directe de la rapidité des courants, n'a pas inspiré une grande confiance (*).

Évaluation de la vitesse.

Puisqu'il est impossible de mesurer avec une rigoureuse exactitude la vitesse d'un courant souterrain, nous allons essayer de l'évaluer par la théorie.

(*) Par contre, on peut avantageusement employer des substances solubles dans l'eau pour constater une communication directe entre un fleuve et un puits, ou entre deux différentes nappes d'eau souterraine. De cette manière, on a pu non seulement démontrer que certaines sources ne sont autre chose que des ruisseaux enfoncés dans des roches calcaires, mais encore que l'eau afflue avec une vitesse qui indique la présence de canaux souterrains très vastes.

La vitesse moyenne de l'eau dans un fleuve ordinaire est calculée par la formule

$$V = C\sqrt{RI},$$

où $R = \frac{A}{O}$ = le rapport entre la superficie de la section transversale A et son périmètre mouillé O, ou ce qu'on nomme la profondeur hydraulique moyenne.

I = la pente de la surface de l'eau;

C = un coefficient qui dépend de la nature du lit du fleuve et de R.

Pour une certaine section transversale, on peut poser

$$C\sqrt{R} = C_1$$

et, par conséquent,

$$V = C_1\sqrt{I},$$

c'est-à-dire que la vitesse est en proportion directe de la racine carrée de la valeur de la pente.

Si ce fleuve se remplit de sable, il arrive la même chose que pour le courant souterrain. La vitesse de l'eau diminue sensiblement. Le frottement contre les rives et le fond du fleuve est insignifiant en comparaison de la résistance que l'eau doit vaincre lorsqu'elle s'infiltre dans les petits canaux irréguliers entre les grains de sable. La résistance doit être vaincue par une certaine hauteur de pression; bien que la vitesse diminue, la pente de la surface s'augmente.

Darcy a trouvé par ses expériences que pour l'eau qui filtre verticalement dans un vaisseau rempli de sable (fig. 18) la vitesse est en proportion directe de la hauteur de pression H et est en proportion inverse de la profondeur du lit de sable D ;

$$V = k \cdot \frac{H}{D}.$$

k = un coefficient dont la valeur dépend de la nature du sable.

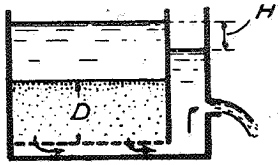


Fig. 18.

Cette loi s'applique naturellement aussi au mouvement de l'eau dans une direction horizontale. Donc, si au lieu de D nous prenons la lon-

gueur L, on obtient pour un courant rempli de sable (fig. 19) la formule

$$V = k \cdot \frac{H}{L},$$

soit

$$V = k \cdot I \tag{4}$$

La vitesse de l'eau souterraine est, par conséquent, en proportion directe de I, tandis que la vitesse de l'eau de surface est en proportion directe de $\sqrt{I}$. Elle dépend de la nature du lit de sable, mais non de sa profondeur ou de ses autres dimensions.

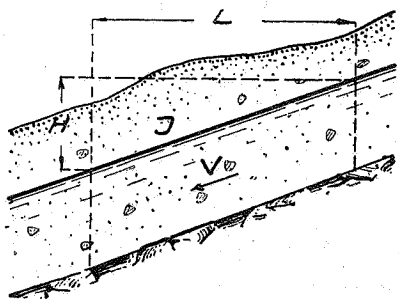


Fig. 19.

Si nous employons cette formule de V dans l'équation (2), nous obtenons

$$Q = k \cdot AI. \tag{5}$$

Pour trouver la valeur de k, nous pratiquons un épuisement d'essai dans un puits ou dans une conduite collectrice. Le puits forme alors un nouveau récipient alimenté par une partie restreinte du courant, dans laquelle il se crée un nouvel état d'équilibre. La surface de l'eau baisse, la direction, la profondeur et la vitesse du courant sont modifiées. Nous trouvons les valeurs de la superficie de la section et de la pente qui correspondent au débit puisé (p. 265) et nous pouvons alors trouver la valeur du coefficient k. En admettant que cette valeur se rapporte au courant souterrain tout entier, le débit total Q est donné par l'équation (5).

Nous devons donc étudier l'influence qu'un puits exerce sur le niveau, la direction et la vitesse de la nappe environnante et nous établissons pour commencer les hypothèses suivantes :

1° La surface de l'eau souterraine est libre ;

2° La vitesse naturelle de l'eau souterraine $= 0$;

3° La surface de l'eau souterraine dans la région qui alimente le puits est horizontale avant l'épuisement ;

4° En dehors de cette région le niveau de l'eau souterraine n'est pas influencé par l'épuisement ;

5° Le fond du courant, c'est-à-dire la couche imperméable sous-jacente, est horizontal ;

6° Le puits pénètre jusqu'au fond du courant, et l'eau s'échappe par des ouvertures sur toute sa surface cylindrique (un puits « complet ») ;

7° La couche aquifère est homogène.

Les modifications du niveau de l'eau dans la région qui entoure le puits sont observées dans des puits tubulaires établis parallèlement et perpendiculairement au courant (fig. 20).

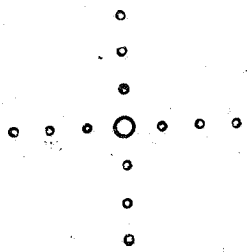


Fig. 20.

Au début de l'épuisement, le niveau du puits s'abaisse immédiatement, et peu à peu l'eau baisse également dans les tuyaux d'observation. L'épuisement continuant, l'abaissement s'étend de plus en plus, le niveau baisse dans tous les puits, et la quantité d'eau puisée diminue.

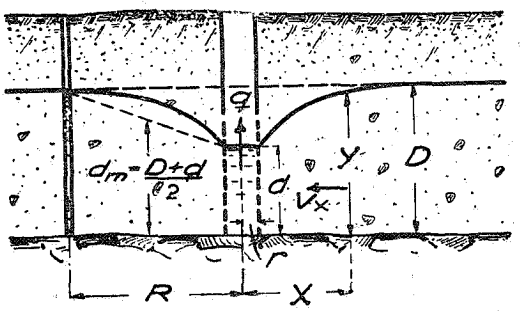


Fig. 21.

Après quelque temps l'équilibre s'établit : le débit devient constant ainsi que le niveau dans les puits. L'abaissement le plus grand est au puits d'épuisement, il s'étend régulièrement dans toutes les directions

et diminue avec la distance jusqu'à ce qu'il cesse enfin; la surface de l'eau forme un « entonnoir » ou « tronc de cône » dont le fond est dans le puits et dont les bords sont formés par la limite de l'abaissement, lequel, selon les hypothèses posées plus haut, forme un cercle ayant le puits pour centre. Le rayon de l'abaissement est $= R$, le rayon du puits $= r$, la profondeur de l'eau $= D$ dans la limite de l'abaissement et d dans le puits (fig. 21).

Sur la limite de l'abaissement la vitesse de l'eau $= 0$, mais dans l'intérieur de cette limite l'attraction du puits commence immédiatement à se faire sentir, et chaque particule d'eau cherche à l'atteindre par le chemin le plus court, c'est-à-dire en rayons convergents. Toutes les particules qui se trouvent sur une même verticale ont la même direction, toutes les particules à la même distance du puits, la même vitesse.

Si l'on représente le puits entouré d'un cylindre vertical à une certaine distance x (fig. 21 et 22), toutes les particules sur l'aire du cylindre couleront avec la même vitesse v_x.

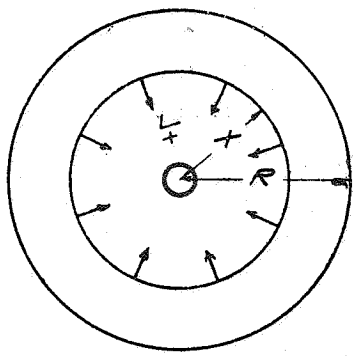


Fig. 22.

Plus ce cylindre est rapproché du puits, plus sa hauteur et sa circonférence diminuent et plus la vitesse de l'eau ira croissant. La résistance grandit avec la vitesse, et la résistance augmentée a pour résultat une perte de charge augmentée; donc la pente de la courbe d'abaissement augmente à mesure que la distance du puits diminue.

Étudions maintenant le mouvement de l'eau dans le cylindre à la distance x du centre du puits. La circonférence du cylindre $= 2\pi x$, sa hauteur $= y$, donc la superficie $= 2\pi xy$. La vitesse de l'eau, calculée pour toute la surface, est v_x, la pente de la courbe d'abaissement $= \frac{dx}{dy}$.

Le débit du puits est

$$q = 2\pi xy \cdot v_x,$$

et par conséquent

$$v_x = \frac{q}{2\pi xy}$$

selon l'équation (4)

$$v_x = k \cdot \frac{dy}{dx}$$

soit

$$\frac{q}{2\pi xy} = k \cdot \frac{dy}{dx}$$

et

$$\frac{dy}{dx} = \frac{q}{2\pi xy \,.\, k}. \tag{6}$$

Pour

$$x = r,\ y = d$$

et pour

$$x = \mathrm{R},\ y = \mathrm{D}.$$

Par intégration, nous obtenons

$$q = \frac{\pi \,.\, k\,(\mathrm{D}^2 - d^2)}{\log.\ \mathrm{nat.}\ \frac{\mathrm{R}}{r}}. \tag{7}$$

Cette équation peut également s'écrire

$$q = \frac{2\pi k \frac{(\mathrm{D} + d)}{2}(\mathrm{D} - d)}{l.n.\mathrm{R} - l.n.r}.$$

$\frac{\mathrm{D} + d}{2}$ = la moyenne arithmétique entre D et d, et représente par conséquent la profondeur moyenne de l'eau souterraine si l'on admet que la courbe d'abaissement forme une ligne droite (fig. 21) et $\mathrm{D} - d$ = l'abaissement dans le puits.

Si nous posons

$$\frac{\mathrm{D} + d}{2} = d_m$$

$$\mathrm{D} - d = s$$

nous aurons

$$q = \frac{2\pi k \,.\, d_m \,.\, s}{l.n.\mathrm{R} - l.n.r}. \tag{8}$$

De cette équation on tire la valeur de k, et de l'équation (5) on calcule ensuite la valeur de Q.

Que le puits ait un grand ou un petit rayon, r est toujours minime comparativement à R. La largeur du puits a donc une très petite influence sur son débit, en admettant toutefois qu'elle ne soit pas assez petite pour faire dépasser un certain degré à la vitesse de l'affluence.

De même toute modification de R n'a qu'une influence insignifiante. Si, par exemple, R monte de 500 à 1,000 mètres, $l.n.\mathrm{R}$ augmente de 6.2 à 6.9, c'est-à-dire de 11 % seulement.

Pour faire une évaluation approximative, on peut donc admettre que $l.n.\mathrm{R} - l.n.r$ a une valeur constante et dire :

$$\frac{2\pi k}{l.n.\mathrm{R} - l.n.r} = b,$$

donc

$$q = b \,.\, d_m \,.\, s. \tag{9}$$

Le débit du puits est, par conséquent, proportionnel à la profondeur moyenne de la région d'abaissement et à l'abaissement du niveau de l'eau dans le puits.

En fait, il arrive souvent que l'abaissement est assez irrégulier et qu'il est, à cause de cela, difficile d'en déterminer la limite et le rayon. On peut alors calculer la valeur de k sur l'abaissement du niveau de l'eau qui se produit entre deux tuyaux d'observation posés à une distance donnée du puits.

Si, par exemple, pour

$$x = a_1, \quad y = d_1$$
$$x = a_2, \quad y = d_2$$

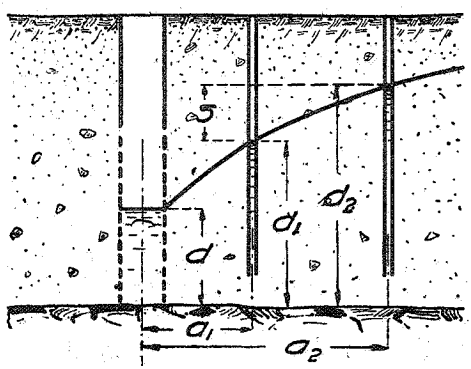


Fig. 23.

on obtient par l'intégration de l'équation (6)

$$q = \pi k \frac{(d_2^2 - d_1^2)}{l.n.a_2 - l.n.a_1},$$

soit

$$q = \frac{2\pi k \frac{(d_2 + d_1)}{2} (d_2 - d_1)}{l.n.a_2 - l.n.a_1},$$

soit

$$q = \frac{2\pi k}{l.n.a_2 - l.n.a_1} \cdot d_m \cdot s,$$

et si l'on pose aussi là

$$\frac{2\pi k}{l.n.a_2 - l.n.a_1} = b,$$

on a

$$q = b \,.\, d_m \,.\, s. \tag{10}$$

ce qui est identique à l'équation (9).

Si au lieu d'un puits nous établissons une galerie collectrice horizontale de l mètres de longueur, le calcul, selon les hypothèses énoncées plus haut, sera le suivant (fig. 24) :

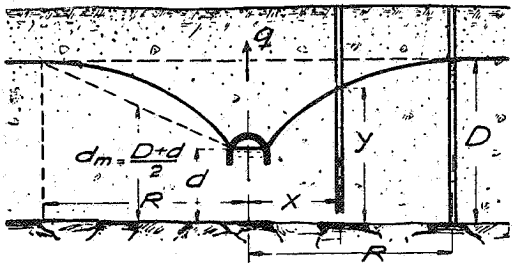


Fig. 24.

La limite d'abaissement est distante de R mètres de la conduite. A une distance x la profondeur du courant $= y$, sa section transversale $= ly$, la vitesse du courant correspondante $= v_x$. De chaque côté afflue

$$q = l \,.\, y \,.\, v_x$$

$$v_x = k \,.\, \frac{dy}{dx} = \frac{q}{l \,.\, y}$$

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v_x}{k} = \frac{q}{k \,.\, l \,.\, y}$$

pour

$$x = o, \quad y = d$$
$$x = \mathrm{R}, \quad y = \mathrm{D}$$

Par intégration, on obtient

$$q = \frac{k.l.(D^2 - d^2)}{2R} = \frac{kl}{R}\frac{(D+d)}{2}(D-d) = \frac{kl}{R} \cdot d_m \cdot s.$$

Si l'on pose $\frac{kl}{R} = b$, on obtient

$$q = b \,.\, d_m \,.\, s. \tag{11}$$

Nous étudierons maintenant jusqu'à quel point ces résultats sont influencés par des modifications apportées dans les hypothèses énoncées plus haut (p. 262).

1. Si le courant souterrain n'a pas une surface libre, c'est-à-dire s'il est enfermé sous une couche imperméable et forme ce que l'on appelle un courant artésien, le niveau de l'eau s'établit comme dans la figure 25.

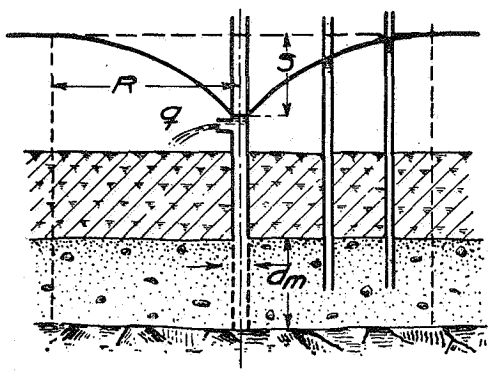


Fig. 25.

Les calculs sont les mêmes que lorsque le courant a une surface libre, mais ils sont simplifiés si l'on suppose que la profondeur du courant souterrain est constante $= d_m$ dans la région d'abaissement. Au lieu de l'équation (7), on a

$$q = \frac{2\pi \,.\, k \,.\, d_m \,.\, s}{l.n.R - l.n.r} \tag{12}$$

Nous pouvons là également donner une valeur constante à $l.n.R - l.n.r$ dans l'évaluation approximative, donc

$$q = \frac{2\pi k \,.\, d_m}{l.n.R - l.n.r}$$

et

$$q = b \,.\, s \tag{13}$$

Le débit d'un puits artésien est par conséquent proportionnel à l'abaissement du niveau de l'eau.

Pour $s = 1$ mètre, $q = b$.

Par conséquent, b est la quantité d'eau que donne le puits par mètre d'abaissement du niveau de l'eau, ce que l'on appelle le *débit spécifique du puits*.

Nous avons supposé dans ce calcul que le niveau de l'eau souterraine, ou le niveau piézométrique dans le voisinage immédiat du puits, est le même que le niveau de l'eau dans le puits. Lorsque l'eau monte dans le puits, il se produit cependant une certaine résistance de frottement qui est vaincue aux dépens de la hauteur de pression h (fig. 26), laquelle, pour les puits tubulaires profonds, doit être comprise dans les calculs. h est calculé d'après la formule connue :

$$h = \frac{aq^2 l}{d^5}.$$

où l = la longueur du tuyau comprise entre sa partie perforée et la surface de l'eau. Le véritable abaissement de l'eau souterraine n'est donc pas la différence H observée entre le niveau piézométrique original et le niveau de l'eau dans le puits, mais

$$s = \mathrm{H} - h,$$

et *le niveau d'affluence de l'eau souterraine est* h *mètres* au-dessus du *niveau d'écoulement du puits.*

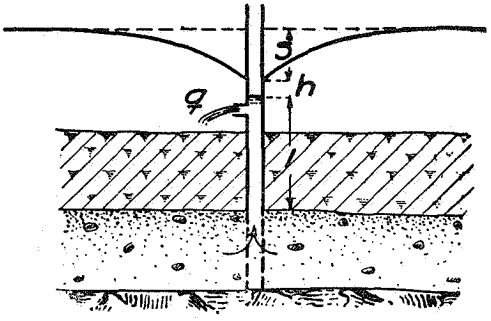


Fig. 26.

2. Si la vitesse naturelle de l'eau souterraine n'est pas nulle, l'affluence est accélérée en amont du puits, retardée en aval et altérée à angle droit avec le courant. On suppose habituellement que les modifications se neutralisent et que l'affluence totale est la même que

si l'eau souterraine était stagnante. Il va sans dire que la supposition est erronée, car si l'épuisement réduit le débit du courant en aval du puits, soit sa vitesse, soit sa profondeur doit diminuer.

3. Cette hypothèse n'est juste que dans le cas où la vitesse = 0, c'est-à-dire lorsque le puits est enfoncé dans un bassin de si grandes dimensions que la surface de l'eau souterraine est horizontale. A une vitesse marquée correspond une inclinaison déterminée, et le niveau naturel de l'eau doit, par conséquent, être plus élevé dans le puits que dans une section transversale en aval du puits.

4. Lorsque le débit du courant est diminué de la quantité q d'eau puisée dans le puits, soit à $Q - q$, la pente ou la profondeur doit diminuer dans la même proportion; *l'épuisement amène un abaissement général du niveau de l'eau autour et en aval du puits et dans certains cas même en amont.* Donc les calculs précédents, basés sur un niveau inaltéré hors de la limite d'abaissement du puits, sont inexacts. L'erreur n'a pas une grande portée si l'abaissement général est minime relativement à la profondeur du courant, mais elle peut causer de tristes désappointements dans le cas contraire. Nous y reviendrons en mentionnant la méthode d'évaluation suivante (pp. 276-286).

5. Si le fond du courant est incliné, par exemple, à angle droit avec le courant (fig. 27), la forme et l'étendue de la courbe d'abaissement sont modifiées de telle sorte que la profondeur moyenne d_m et le

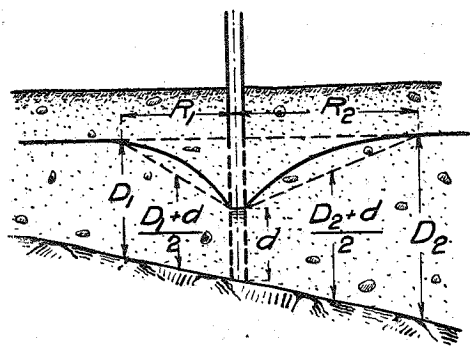


Fig. 27.

rayon de l'abaissement R sont différents des deux côtés du puits. Mais, en réalité, ceci n'a pas une très grande importance si les chiffres des moyennes portés dans les équations ci-dessus sont corrects.

6. A. Thiem appelle puits « complet » celui qui traverse toute la couche de sable et laisse pénétrer l'eau sur toute sa surface cylindrique. Un puits « incomplet » ne traverse pas toute la couche de sable et ne reçoit l'eau que par le fond (fig. 28).

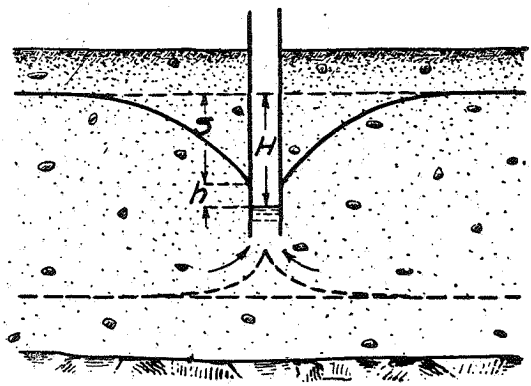


Fig. 28.

Selon Thiem, il n'est pas nécessaire qu'un puits descende jusqu'à la couche imperméable, car un puits incomplet lui-même reçoit des particules d'eau de la partie la plus profonde du courant, en admettant toutefois que le sable ne soit ni trop fin, ni trop profond. Par contre, Forchheimer cherche à démontrer que la partie du courant située au-dessous de la ligne pointillée (fig. 28) n'est pas sensible à l'attraction du puits. Il est difficile de décider laquelle de ces deux opinions est la bonne; il est sage, lorsqu'on fait les calculs, de se mettre du côté qui paraît présenter le plus de certitude et de choisir les hypothèses les plus défavorables. Pour l'évaluation en question, il paraît préférable d'appliquer la théorie de Thiem, car si dans l'équation (9) on donne une valeur trop grande à la profondeur moyenne du courant d_m, on obtient une valeur trop basse pour le coefficient k.

Lorsque l'eau afflue seulement par le fond du puits, la résistance est plus forte que si la masse était répartie sur toute la surface du cylindre. Chaque résistance hydraulique doit être vaincue par une différence de niveau donnée, donc l'eau est plus haute à l'extérieur immédiat du puits que dans le puits lui-même. Indépendamment de la perte de charge qui, dans les puits profonds, est causée par le frottement (fig. 26), il se produit, par conséquent, dans les puits incomplets

un abaissement du niveau de l'eau relativement à l'eau souterraine environnante. L'abaissement H observé dans le puits n'est qu'apparent; l'abaissement véritable est

$$s = H - h.$$

7. Une couche aquifère parfaitement homogène n'existe qu'en théorie. Tous ceux qui ont vu une tranchée dans le lit fluviatile, même le plus régulier, ont pu observer de grandes variations dans l'étendue et la stratification des couches, ainsi que dans la grosseur des grains. Dans ces cas-là, la courbe d'abaissement n'a jamais la forme régulière supposée dans la figure 21, elle est au contraire plus ou moins discontinue; généralement plus régulière au-dessus du puits, lorsque les particules d'eau suivent la direction de leur mouvement originaire, elle est plus irrégulière au-dessous du puits, où elles sont contraintes à suivre une direction diamétralement opposée. A cause de cela, il est extrêmement difficile de choisir dans le matériel d'observation les chiffres qui conduisent à l'évaluation correcte du coefficient k.

A ce sujet, il est bon de signaler la discontinuité hydraulique qui se produit dans le sous-sol où des couches imperméables ou difficilement perméables divisent le courant en plusieurs étages. Nous avons vu que ces planchers ne peuvent pas toujours être découverts par le forage. Il peut arriver qu'un puits d'observation ne descende pas dans l' « étage » dans lequel le puits d'épuisement est enfoncé et que nous tirions, par conséquent, une fausse conclusion quand nous interprétons son niveau inaltéré ou sensiblement baissé comme indiquant que la limite d'abaissement est atteinte. Nous devons donc utiliser le matériel d'observation avec la plus grande prudence et plutôt exclure les chiffres qui paraissent suspects que de risquer d'arriver à un résultat incorrect. Il peut être difficile, même pour un explorateur expérimenté, de déterminer si deux puits appartiennent à un même étage ou à deux étages différents.

Une méthode ordinaire est de forer simultanément deux puits que l'on éprouve fréquemment, chacun servant alternativement de puits d'observation pendant qu'on puise dans l'autre. Si l'on a constaté la présence d'étages différents, on doit en règle traiter chacun en particulier, à moins qu'il ne soit démontré que l'un ou l'autre a un débit si insignifiant que l'on peut n'en pas tenir compte.

Un cas particulièrement intéressant est celui où le puits a été foré dans une roche calcaire. Bien que l'eau y coule dans une quantité de

canaux plus ou moins petits, les conditions ne sont pourtant pas les mêmes que dans un lit de sable, et nous ne pouvons pas appliquer sans critique la loi de Darcy. Dans bien des cas, le mouvement de l'eau ressemble plutôt à l'écoulement dans une conduite, V est alors en proportion directe de $\sqrt{I}$, au lieu de I, et il en résulterait que la capacité du puits est en proportion directe de $\sqrt{s}$ au lieu de s. Nous reviendrons plus loin sur le sujet (page 285); qu'il nous suffise de dire ici que par des raisons faciles à comprendre la méthode d'exploration en question — évaluation de la vitesse moyenne d'un courant souterrain à l'aide du coefficient k dont la valeur a été obtenue en pratiquant des épuisements — ne doit pas être appliquée lorsqu'il s'agit de courants dans la roche calcaire, laquelle est encore moins homogène qu'un lit de sable.

Chaque épuisement d'essai doit naturellement durer assez longtemps pour qu'un nouvel état d'équilibre puisse s'établir. Cependant ce n'est pas aussi nécessaire lorsque nous cherchons la valeur du coefficient k que lorsque nous appliquons la troisième des méthodes mentionnées, où les changements de niveau de l'eau qui entoure le puits servent de base à l'évaluation de la capacité du courant. Dans ce dernier cas, si on interrompt trop vite l'épuisement, on obtient un chiffre trop élevé pour q et généralement trop bas pour R, et ces deux erreurs mènent à un chiffre trop haut pour Q. La valeur de k ne subit pas de modification importante si dans l'équation (8) q est évalué trop haut, à la condition que d_m soit haussé dans la même proportion; l'important est de mettre dans l'équation les chiffres qui se correspondent.

En vertu de ce raisonnement, G. Thiem a publié dans son intéressant traité : *Hydrologische Methoden*, une méthode employée par son père et par lui pour déterminer le coefficient k à l'aide d'épuisements de courte durée dans plusieurs puits tubulaires répartis sur le district d'exploration. Il suppose que la valeur de k obtenue pour un puits s'applique jusqu'à la moitié de la distance de ce puits aux puits voisins de chaque côté (fig. 29). Il partage ainsi la section transversale du courant en plusieurs divisions selon l'équation (5).

Ainsi, la troisième division, par exemple, est limitée à gauche par une ligne verticale au milieu des puits 2 et 3, et à droite par une autre verticale au milieu des puits 3 et 4. Si la superficie de la division $= A_3$ et si I_3 représente la pente de l'eau, on a $Q_3 = k_3 . A_3 . I_3$, etc.

On obtient la valeur de k par quelques heures d'épuisement dans les puits, l'un après l'autre, en ayant soin, pendant cet épuisement, de

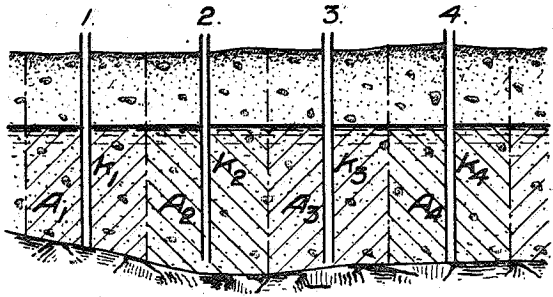


Fig. 29.

mesurer l'abaissement du niveau de la nappe dans deux tuyaux d'observation (fig. 30) situés en amont du puits, si possible dans la direction du courant.

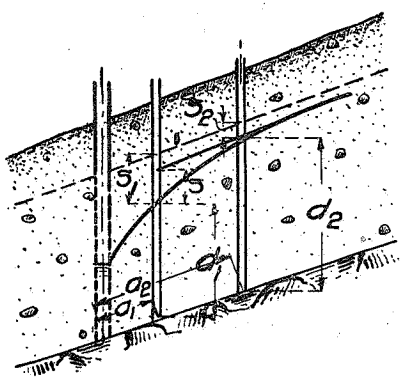


Fig 30.

Si la distance entre le puits et les tuyaux est respectivement a_1 et a_2, l'abaissement respectivement s_1 et s_2, correspondant à une profondeur de l'eau d_1 et d_2, le débit puisé q, et si le fond du courant est parallèle à sa surface, Thiem calcule la valeur de k à l'aide de l'équation suivante :

$$k = \frac{q\,(l.n.a_2 - l.n.a_1)}{\pi\,(d_2 + d_1)\;\;s_1 - s_2)} \tag{14}$$

Si l'on établit que

$$\frac{d_2 + d_1}{2} = d_m$$

et que $s_1 - s_2 = s$, l'expression correspondante pour q est

$$q = \frac{2\pi k \frac{(d_2+d_1)s}{2}}{l.n.a_2 - l.n.a_1} = \frac{2\pi k}{l.n.a_2 - l.n.a_1} \cdot d_m \cdot s, \tag{15}$$

équation identique à l'équation (10).

Comme exemple, Thiem cite une exploration hydrologique qu'il a entreprise pour la ville de Prague. S'appuyant sur un épuisement d'essai de dix heures à 5 litres par seconde en moyenne dans dix puits différents, il calcule que le débit total du courant souterrain est de 263 litres par seconde.

Quant à la simplicité et à l'économie, cette méthode ne laisse rien à désirer, et on doit la considérer comme une précieuse méthode auxiliaire hydrologique, moyennant laquelle on peut, en un temps très court et sans grande dépense, se rendre approximativement compte du débit du courant souterrain. Elle est l'achèvement et le complément excellents des explorations préliminaires Mais il me paraîtrait dangereux de baser tout un calcul uniquement sur cette méthode. L'intérêt aurait été très grand si Thiem, au lieu de faire l'épuisement pendant quelques heures, l'avait continué, dans un puits du moins, pendant quelques semaines, de façon que, autrement que par un raisonnement théorique, on eût pu s'assurer de la constance du coefficient k : à défaut de cela, on doit excuser ceux qui ne se sont pas sentis entièrement convaincus. Au point de vue qualitatif, on serait aussi arrivé à un résultat plus ferme, si un épuisement d'essai de longue durée, par exemple à 50 litres par seconde, avait été fait, au moyen duquel on aurait pu juger des modifications dans la nature de l'eau qui se produisent peut-être par suite de l'abaissement du niveau de la nappe souterraine.

En général, le calcul de la vitesse d'un courant d'eau souterrain est très peu sûr par suite de l'irrégularité, citée ci-dessus, de la nature des couches. Mais si la valeur du coefficient k, obtenue par un épuisement d'essai, peut être exacte pour la partie du courant influencée par le puits, il n'est pas sûr néanmoins que l'on puisse réellement la considérer comme une valeur moyenne exacte pour le courant dans son entier.

Calcul du débit par l'observation de l'abaissement du niveau de l'eau à un épuisement d'essai.

D'ordinaire, pour appliquer cette méthode, on détermine la partie du courant qui est influencée par l'attraction du puits, et sur cette base on cherche à effectuer le calcul de la quantité d'eau que l'on peut obtenir du courant entier.

Nous partons d'abord de l'une des hypothèses sur lesquelles nous avons, dans ce qui précède, basé le calcul de la relation entre la capacité d'un puits et l'abaissement de la surface de l'eau, savoir que le niveau de l'eau en dehors de la limite d'abaissement reste inaltéré.

Si le puits, après que le niveau courant a été atteint, donne une quantité d'eau constante q et si l'abaissement s'étend à R mètres de chaque côté d'une coupe perpendiculaire à la direction du courant, on suppose généralement que le puits agit sur une largeur de courant de 2R mètres et que chaque mètre de la largeur du courant fournit une quantité d'eau de $\frac{q}{2R}$. Si la largeur totale du courant = B (fig. 31), sa capacité totale sera donc

$$Q = B \cdot \frac{q}{2R} \tag{16}$$

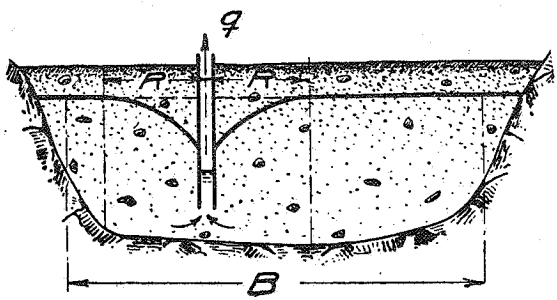


Fig. 31.

Si la profondeur et la nature de la nappe sont modifiées en dehors de la limite de l'abaissement, cela influe naturellement sur le résultat. Si, par exemple, la profondeur de l'eau diminue de 10 à 8 mètres, une correction correspondante pourra être faite par rapport à la quan-

tité d'eau ; mais si c'est la porosité du sable qui est modifiée, ce dont il est difficile de se rendre compte exactement, la vraie quantité d'eau par mètre de largeur de courant peut être beaucoup moindre que celle résultant des calculs. On a néanmoins divers moyens pour se procurer une connaissance approximative de la porosité du sol, par exemple en déterminant le coefficient k dans plusieurs puits différents, d'après la méthode Thiem (p. 273), ou en comparant les quantités d'eau fournies dans différents puits après un court épuisement abaissant le niveau de l'eau de la même quantité partout, par exemple d'un mètre. Si le courant a une largeur très considérable, il est néanmoins préférable de faire deux épuisements d'essai dans la même coupe transversale.

Quelque simple que paraisse cette méthode, elle est néanmoins assez difficile à appliquer. Car, comme le sol n'est jamais entièrement homogène, la courbe d'abaissement n'est jamais régulière. Le niveau de l'eau souterraine dans une coupe perpendiculaire à la direction principale du courant ne vient pas pour cette même raison se placer horizontalement. Il est, par conséquent, souvent très difficile de déterminer exactement par des observations du niveau d'eau la position de la limite d'abaissement, c'est-à-dire la valeur de R à introduire dans l'équation (16).

En outre, le calcul repose sur une hypothèse qui n'est jamais exacte, savoir que le niveau de la nappe souterraine, en dehors de la limite d'abaissement, reste immuable. Comme nous l'avons déjà dit précédemment, cela est tout simplement impossible. Lorsque le débit du courant diminue de Q à $Q - q$, il est nécessairement inévitable qu'un abaissement général de la nappe souterraine se produise. Pour chaque puits mis à contribution, le niveau descend de plus en plus, la profondeur du courant diminue et le débit par mètre de largeur du courant diminue.

Dans ce qui suit nous chercherons à exposer les facteurs dont dépendent les conditions de niveau du courant d'eau souterraine.

Un courant libre, dont la pente est déterminée par la position de la couche de fond imperméable, peut, si le fond a une inclinaison suffisante, couler parallèlement à celle-ci. Le niveau de la nappe est alors supposé décrire une ligne droite ou brisée ($a - b$ dans fig. 6).

Si le fond est horizontal ou si son inclinaison est insuffisante, le niveau de la nappe doit décrire une courbe, car à mesure que la profondeur de l'eau diminue, il faut que la perte de charge augmente d'une quantité correspondante.

Supposons le fond horizontal (fig. 32).

Sur une longueur de L mètres, le niveau de la nappe baisse de façon que la profondeur diminue de D à d. A une distance de x mètres de la limite en aval, *la profondeur est* $= y$. Si la largeur du courant

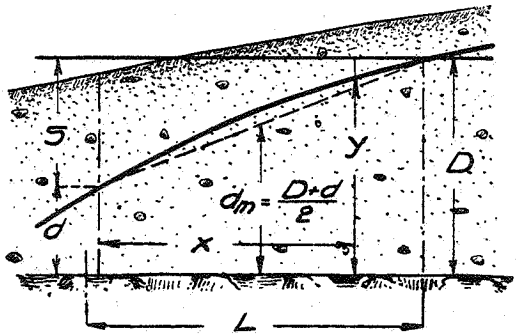


Fig 32.

est B, sa section transversale sera By, sa vitesse $v_x = k.\frac{dy}{dx}$. Le débit de la nappe sera alors

$$Q = k \cdot By \cdot \frac{dy}{dx},$$

si

$$x = 0, \quad y = d$$

$$x = L, \quad y = D$$

$$\therefore Q = k.B\frac{D^2 - d^2}{2L} = \frac{k.B\frac{D+d}{2}(D-d)}{L}$$

Si l'on pose

$$\frac{D+d}{2} = d_m, \quad D - d = S,$$

on aura l'équation

$$Q = \frac{k.Bd_m.S}{L}. \tag{17}$$

Nous arrivons au même résultat si nous supposons que le niveau de la nappe forme une ligne droite (la ligne pointillée de la fig. 32).

La profondeur moyenne du courant est alors

$$\frac{D+d}{2} = d_m.$$

La section moyenne du courant est Bd_m.

La vitesse moyenne du courant vaut

$$k\,\mathrm{I} = \frac{k\,.\,\mathrm{S}}{\mathrm{L}}.$$

Le débit du courant

$$\mathrm{Q} = \frac{k\,.\,\mathrm{B}d_m\mathrm{S}}{\mathrm{L}}.$$

Si la nappe est artésienne, la pente varie avec l'épaisseur de la couche aquifère. Si l'on suppose celle-ci invariable entre deux points d'observation, la ligne de pression sera une ligne droite.

Si les puits d'observation ne sont pas trop éloignés l'un de l'autre, on peut sans grande erreur admettre que *le niveau de la nappe entre deux puits forme une ligne droite.*

Par là on simplifie grandement les méthodes de calcul hydrologique. Lorsque $\mathrm{I} = \frac{\mathrm{S}}{\mathrm{L}}$, la vitesse du courant sera sur une certaine distance proportionnelle à S, c'est-à-dire à l'abaissement du niveau de l'eau. Si, d'autre part, la section transversale est constante, le débit sera également proportionnel à S.

L représente, à proprement parler, la longueur du courant et il est, par conséquent, avec un fond incliné, un peu plus grand que la distance horizontale entre deux puits, qui sera $= \mathrm{L}.\ \cos\alpha$ (fig. 33). La différence est néanmoins si minime qu'on peut la négliger totalement.

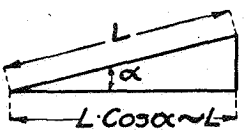


Fig. 33.

Après avoir posé ces principes généraux, nous les appliquerons aux diverses espèces de courants souterrains, savoir :

Une nappe libre indépendante du récipient *a* — *b* (fig. 6);

Une nappe libre endiguée par le récipient *b* — *d* (fig. 6);

Une nappe artésienne (fig. 11).

Nappe libre indépendante du récipient.

Nous supposons que la largeur de la couche aquifère, son inclinaison et sa nature sont invariables entre les puits d'observation b_1 et b_3, et que le courant sur cette distance ne reçoit pas d'affluents nouveaux.

En amont du puits, le débit = Q, l'inclinaison de la surface d'eau = I, la vitesse du courant = V et la profondeur de l'eau = D.

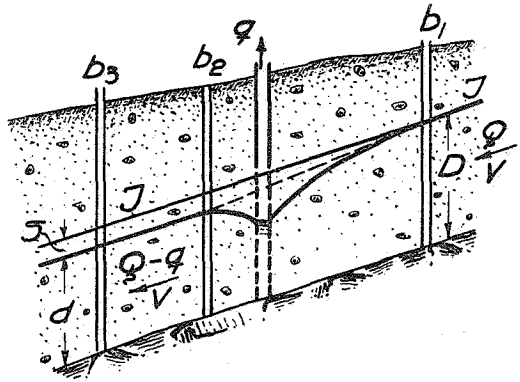


Fig. 34.

Autour du puits il se produit un abaissement qui, en amont du puits, est supposé s'arrêter en b_1. En amont de ce point, le débit reste non diminué et *le niveau d'eau original n'est pas influencé*. En aval du puits, où le niveau général est abaissé, l'abaissement local s'arrête en b_2. Entre b_1 et b_2 la surface de l'eau souterraine est supposée, en dehors de la courbe d'abaissement, prendre la position indiquée par la ligne pointillée.

La figure 35 montre une coupe transversale passant par le puits d'épuisement.

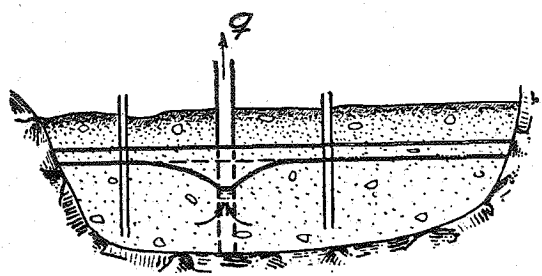


Fig. 35.

Le niveau de la nappe en dehors du rayon alimentaire du puits a baissé dans toute la section, mais surtout dans le voisinage du puits.

La figure 36 montre une coupe transversale passant par b_2, c'est-à-dire exactement à la limite de dépression. Ici aussi on peut constater un abaissement un peu plus grand du niveau de l'eau dans le voisinage du puits.

La figure 37 montre une coupe verticale plus en aval passant par le puits b_3. Ici la différence de niveau est à peine saisissable; la surface de la nappe peut être supposée horizontale et l'abaissement général constant $= S$; le débit est diminué de q, soit à $Q - q$. La profondeur de l'eau a diminué de S, soit à $D - S = d$. L'inclinaison de la surface de l'eau est toujours parallèle au fond du courant $= I$ (fig. 37), par conséquent la vitesse est invariable $= V$.

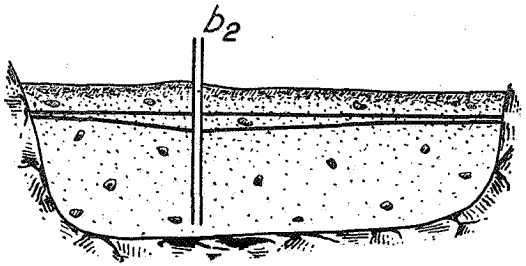


Fig 36.

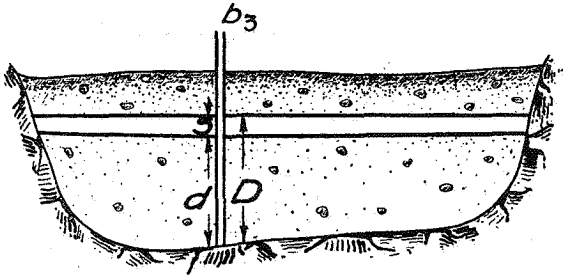


Fig. 37.

Entre b_1 et b_3 se trouve par conséquent la région où se fait sentir l'influence locale du puits; en amont de b_1 le niveau de l'eau est le même, en aval de b_3 se produit un abaissement s'étendant également sur toute la largeur du courant.

En amont de b_1, l'équation (5) donne

$$Q = k \,.\, BD \,.\, I.$$

En aval de b_3,

$$Q - q = k \,.\, B \,.\, d \,.\, I$$

$$\because \frac{Q - q}{Q} = \frac{d}{D}$$

$$Q = q \cdot \frac{D}{D - d} = q \cdot \frac{D}{S}$$

$$\frac{Q}{q} = \frac{D}{S}.$$

On peut donc poser

$$q = c \,.\, S \tag{18}$$

$$Q = c \,.\, D, \tag{19}$$

où c est une quantité constante dont la grandeur peut être tirée de l'équation (18) et qui ensuite est introduite dans l'équation (19), ce qui donne la valeur Q.

Pour

$$S = 1 \text{ mètre}$$
$$q = c,$$

c est donc le débit qui correspond à 1 mètre d'abaissement du niveau d'eau dans le puits b_3 et qui, pour cette raison, peut être appelé le *débit spécifique du courant* dans cette coupe transversale.

Nappe libre, endiguée par le récipient.

Les mêmes hypothèses sont admises que dans le cas précédent. En amont du puits, l'inclinaison de la surface d'eau n'est plus déterminée par le récipient, mais bien par le niveau abaissé dans la section transversale du puits ; il se produit un abaissement général du niveau de l'eau. L'abaissement local s'étend en amont du puits d'épuisement

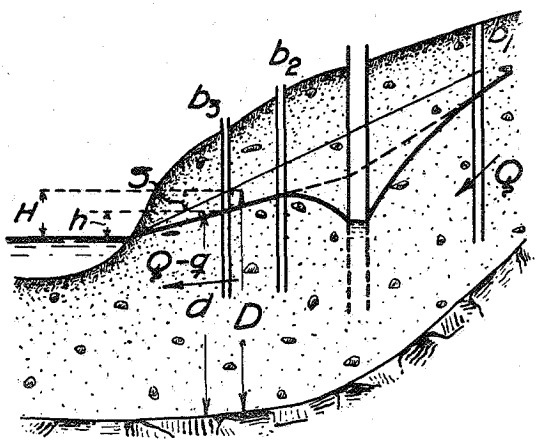


Fig. 38.

jusqu'en b_1 et en aval jusqu'en b_2. En aval de b_2, le débit a été réduit à Q — q et, par conséquent, l'inclinaison a été diminuée, par suite de quoi la surface de l'eau a baissé partout. Dans la coupe transversale

passant par b_3 (fig. 39), le niveau de la nappe a pris une position à peu près horizontale. La surface de l'eau a baissé de S mètres, sa hauteur au-dessus du récipient a diminué de H à h et la profondeur du courant a diminué de D à d.

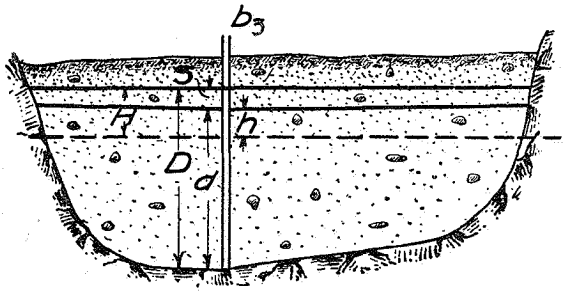


Fig. 39.

Le débit est proportionnel à la section transversale du courant, c'est-à-dire à sa profondeur et à la pente, c'est-à-dire à la hauteur du niveau de la nappe au-dessus du niveau du récipient. On peut alors poser

$$\frac{Q-q}{Q} = \frac{d}{D} \cdot \frac{h}{H}.$$

Si l'on pose $d = D - S$, on obtient

$$Q = \frac{q}{S} \cdot \frac{DH}{D+h}. \tag{20}$$

Si h est de peu d'importance en comparaison de D, on peut poser

$$Q = q \cdot \frac{H}{S}$$

$$\frac{Q}{q} = \frac{H}{S}$$

$$q = c \,.\, S \tag{21}$$

$$q = c \,.\, H \tag{22}$$

Pour $h = 0$ on a $S = H$. Le niveau de la nappe est alors abaissé au niveau du récipient ; $q = Q$: tout le débit du courant a ainsi été épuisé.

Nappe artésienne.

Ici les circonstances sont bien plus simples que dans le cas précédent. La courbe d'abaissement ne se produit pas dans la couche aquifère et se traduit seulement par un abaissement du niveau piézomé-

trique, par suite de la vitesse accrue dans le voisinage du puits. Dans chaque coupe transversale en dehors du rayon alimentaire du puits, le niveau de la nappe prend une position horizontale, par suite de la rapidité avec laquelle se transmet la pression. En amont de b_1, le

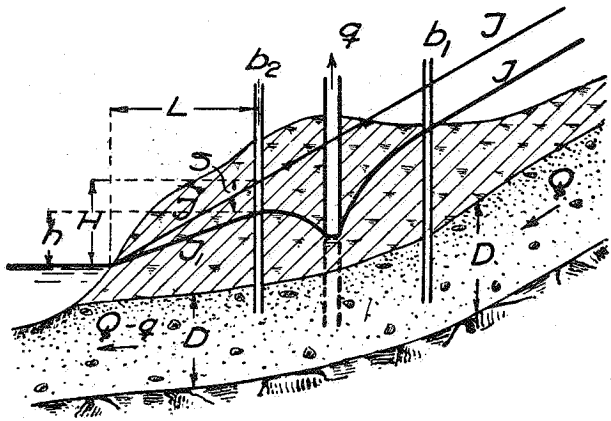


Fig. 40.

niveau piézométrique s'abaisse parallèlement à lui en conservant sa pente originale I; en aval de b_2, le débit est diminué de Q en Q — q, la pente de I en I_1. Le débit est proportionnel à la pente, c'est-à-dire à la différence entre le niveau piézométrique de l'eau et le niveau du récipient. Si la largeur du courant est = B, sa profondeur = D, alors, selon l'équation (5),

$$Q = k \cdot BD \cdot \frac{H}{L}$$

$$Q - q = k \cdot BD \cdot \frac{h}{L} = k \cdot BD \cdot \frac{(H - S)}{L}$$

$$q = \frac{BDk}{L} \cdot S$$

$$Q = \frac{BDk}{L} \cdot H$$

Si l'on pose $\frac{BDk}{L}$ = constante c, on obtient

$$q = c \cdot S \tag{23}$$

$$Q = c \cdot H, \tag{24}$$

où c = le *débit spécifique du courant* dans la coupe transversale b_2.

Le débit du courant peut d'ailleurs être calculé avec une exactitude

approximative uniquement par le moyen de l'observation du niveau d'eau dans le puits d'épuisement.

Avant l'épuisement, la surface de l'eau se trouve à un certain niveau qui correspond avec la surface libre de l'eau dans la partie supérieure du courant (fig. 41).

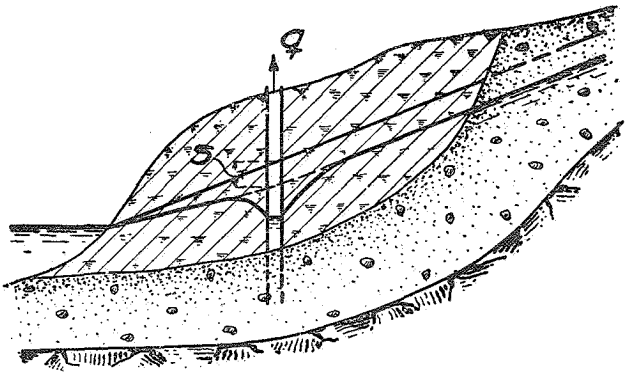


Fig. 41.

Pendant l'épuisement, la surface libre de l'eau s'abaisse au niveau inférieur déterminé par le niveau piézométrique abaissé dans la section transversale du puits. Quand l'épuisement cesse, il n'y a pas d'« entonnoir » réel dont les pores sont à remplir, mais l'eau dans le puits s'élève vite au niveau qui règne dans la section transversale du puits. Ensuite l'eau monte lentement, tandis que le réservoir du bassin libre se remplit à nouveau et atteint finalement son niveau primordial. La différence entre le niveau d'eau atteint immédiatement et celui atteint à la fin représente approximativement l'abaissement général S, produit par l'épuisement q, et l'on trouve alors le débit spécifique du courant dans la coupe transversale du puits par le moyen de l'équation (23)

$$q = c \,.\, S.$$

Évidemment ce calcul est quelque peu incertain et ne doit être considéré que comme une évaluation par à peu près du débit de la nappe.

A la page (272) il a été montré que si un puits a été enfoncé dans un terrain calcaire, on ne peut sans plus lui appliquer les principes de calcul employés pour une couche de sable homogène. Le même raisonnement s'applique au débit du courant. Nous ne savons pas si q croît proportionnellement à S. On devrait même plutôt supposer que q est proportionnel à $\sqrt{S}$.

Au lieu de calculer c par l'équation (21, 23)

$$q = c \cdot S,$$

on poserait alors

$$q = c \cdot \sqrt{S}, \tag{25}$$

et au lieu de l'équation (22, 24)

$$Q = c \cdot S,$$

on poserait

$$Q = c \cdot \sqrt{S} \tag{26}$$

Si l'on calcule Q selon ces deux principes, on obtient les valeurs extrêmes entre lesquelles la valeur exacte se trouve probablement, et la prudence commande de nous servir ensuite de la moindre.

Nous avons ainsi constaté les faits suivants :

1° Dans une nappe libre indépendante du récipient, le puits provoque un abaissement local du niveau de l'eau et aussi un *abaissement général en aval*, mais non en amont du puits;

2° Dans une nappe libre, endiguée par le récipient, et dans une nappe artésienne, *l'abaissement général s'étend sur toute la région du courant;*

3° A une certaine distance en aval du puits, l'abaissement général est à peu près constant dans toute la coupe transversale et est en rapport déterminé avec le débit total de la nappe, *lequel peut être calculé en s'appuyant sur ce fait.*

Connaissant ces faits, nous comprenons aussi que lorsqu'un puits nouveau est mis à contribution ou lorsque l'on augmente le débit d'un puits existant déjà, on produit une diminution du débit de tous les autres puits se trouvant dans le même courant. Un service d'eaux souterraines communal ou privé ne peut assurer son débit en interdisant un terrain plus ou moins vaste en dehors des puits, *et une législation dans ce sens n'offre qu'une protection imparfaite.* Un seul puits peut, dans certaines circonstances, abaisser le niveau général de la nappe jusqu'au niveau du récipient et capter ainsi tout le courant.

Par l'oubli de l'abaissement général qui se produit inévitablement, beaucoup de calculs hydrologiques ont donné des résultats inexacts Une cause accessoire a aussi souvent été le fait que l'observateur n'a pas pris ou n'a pas pu prendre connaissance des variations périodiques du niveau de l'eau.

La raison pour laquelle l'abaissement général a été si souvent négligé est probablement pour une bonne part le fait qu'il se produit très lentement et échappe ainsi à l'attention de l'observateur. Dans une nappe libre, il faut aussi un long temps avant que l'abaissement local ne se produise, et pendant ce temps c'est surtout la provision d'eau du « tronc de cône » qui est mise à contribution. Si, par exemple, le rayon d'abaissement est de 500 mètres, l'abaissement du puits 5 mètres et le coefficient k_1 (page 259) $= 0,2$, la masse d'eau du tronc de cône représente un débit constant de 200 litres à la seconde pendant un mois. L'abaissement général s'étend souvent sur des dizaines de kilomètres carrés et ne se propage que très lentement. On suppose généralement qu'une « onde » d'eau souterraine, c'est-à-dire une augmentation soudaine de la quantité d'eau, se propage aussi vite à peu près que le courant ; si nous faisons la même supposition relativement à une diminution soudaine, il se passera trois mois avant qu'un courant animé d'une vitesse de 10 mètres ne puisse reprendre l'équilibre à 1 kilomètre en aval du puits. Il est de pratique courante que l'observateur, en considérant l'abaissement du niveau de l'eau autour du puits d'épuisement, fait des comparaisons avec un forage se trouvant en dehors de ce rayon. Si au bout de quelques semaines d'épuisement, lorsque l'observateur commence à désirer en voir la fin, il se trouve que le niveau de l'eau à la limite de dépression locale baisse lentement et que le même abaissement s'observe dans le forage, ce dernier abaissement est souvent attribué à une variation périodique du niveau de l'eau et l'on en tire la conclusion inexacte que l'abaissement relatif soit $= 0$. Dans un courant artésien, le nouvel état d'équilibre se produit bien plus vite, car les variations de masses d'eau véritables ne se produisent que dans la partie supérieure du courant qui a une surface d'eau libre (fig. 44).

La méthode de calcul ci-dessus décrite peut donc être appliquée de deux façons différentes :

1° Le débit de la nappe est calculé au moyen de l'observation de l'*abaissement local* du niveau de l'eau autour du puits d'épuisement, c'est-à-dire l'influence du puits dans le sens horizontal ; on trouve alors qu'il met à contribution une certaine partie de la largeur du courant ;

2° Le débit de la nappe est calculé par l'observation de l'*abaissement général* en aval du puits, c'est-à-dire de l'influence du puits dans le sens vertical ; on trouve alors qu'il met à contribution soit une certaine partie de la profondeur du courant, ou bien une partie de la

différence de niveau entre le niveau de l'eau du courant et celui du récipient.

Aucune de ces méthodes ne donne un résultat certain si l'épuisement est arrêté trop tôt, c'est-à-dire avant qu'un nouvel état d'équilibre n'ait pu se produire, non seulement dans la région d'abaissement local du puits, mais encore dans la partie du courant où se produit un abaissement général.

Cet abaissement général peut, dans certains cas, se faire si lentement que l'étude doit, pour des raisons d'économie de temps et de frais, être interrompue avant que se produise l'état d'équilibre. Il est néanmoins du devoir de l'hydrologue de bien se persuader qu'un abaissement général continu doit réellement se produire et ensuite, non seulement tenir compte dans ses calculs de ce fait, mais encore de l'éventualité que le débit de la nappe peut, dans l'avenir, diminuer encore plus par l'action d'autres puits.

La première application est utilisable lorsque l'abaissement général est peu important comparativement à la profondeur du courant, ou lorsqu'il est difficile à déterminer, comme par exemple lorsque le puits est établi dans le voisinage de l'embouchure du courant et que la surface de l'eau se trouve, par conséquent, à une hauteur peu considérable au-dessus du récipient. La difficulté est, comme il a été dit précédemment (page 277), de déterminer la vraie valeur de R, c'est-à-dire la largeur du courant qui est évaluée comme fournissant l'eau du puits et décider si la partie de courant située en dehors de la limite d'abaissement peut être supposée contribuer d'une quantité d'eau aussi grande par mètre de largeur du courant.

L'autre application est utilisable lorsque l'abaissement général est facile à déterminer, par conséquent lorsque la surface de l'eau souterraine a une forte inclinaison et se trouve à une hauteur considérable au-dessus du récipient. Il importe de choisir un point convenable pour l'observation de la valeur S à introduire dans les équations (34, 37, 39).

Plus loin en aval du puits d'épuisement, nous observerons l'abaissement, et plus égale sera sa distribution sur toute la largeur du courant et plus sûr sera le calcul; mais, d'autre part, il est évident que l'état d'équilibre s'y produit plus tard qu'à proximité du puits. Dans la limite d'abaissement du puits ou immédiatement en aval, S est plus grand que dans les autres points de la même coupe transversale, et l'on se place du côté le plus sûr si la valeur maxima obtenue ainsi est prise comme abaissement moyen de la coupe transversale. Dans les courants

très larges, il est bon d'épuiser deux puits dans la même coupe transversale.

Cette méthode est excellente pour l'étude des courants artésiens, où l'état d'équilibre se produit comparativement vite, ainsi que pour les courants étroits à forte pente comme ceux qui coulent dans les oses à pierres roulées de Suède. Pour ce qui est de la sûreté, elle est préférable à la méthode précédente. Même si les différentes parties du courant ont un débit différent, ces différences s'égalisent en aval du puits.

Si, par exemple, la partie du courant qui se trouve en dehors de la limite d'abaissement du puits a un débit moindre, l'abaissement général sera plus grand que si toute la coupe transversale était pleinement homogène. Le calcul ne se base pas sur les variations qui se produisent à l'intérieur d'une petite partie du courant, mais sur celles qui se produisent dans le courant entier.

Dans tous les cas, il est prudent, après avoir achevé l'installation permanente d'eau souterraine, de garder une série de tuyaux d'observation pour le contrôle du niveau de l'eau. On constatera alors en règle générale un abaissement continuel, c'est-à-dire une diminution continue du débit, et l'on pourra prévoir à temps un manque d'eau éventuel et y remédier.

Calcul du débit par l'observation de l'élévation de l'eau lors d'une infiltration artificielle.

L'infiltration artificielle peut servir non seulement pour augmenter d'une façon permanente la puissance naturelle d'un courant souterrain, mais encore à évaluer son débit. De même que l'épuisement amène un abaissement de niveau correspondant à la grandeur du débit, l'infiltration a pour résultat une élévation du niveau correspondant à la grandeur du débit.

Il y a des cas où les circonstances sont fort peu favorables à un épuisement d'essai. Si le sable est fin, il devient difficile d'empêcher l'envasement des puits, et chaque puits fournit une quantité si petite que l'épuisement doit se faire simultanément dans un grand nombre de puits à la fois, reliés par un long conduit d'aspiration. Si en même temps le niveau de l'eau souterraine se trouve profondément sous le sol, il faut enfoncer la pompe et le conduit d'aspiration dans le sol. Dans ces cas, on peut avec avantage résoudre la question de quantité

par l'infiltration de l'eau de surface; pour déterminer la qualité, il est naturellement nécessaire de pomper, mais on peut le faire sur une moindre échelle et en un autre endroit.

Nous pouvons infiltrer l'eau superficielle par une irrigation libre (fig. 42), par un bassin curable (fig. 43, 44) ou par un puits (fig. 45). L'eau est purifiée par l'infiltration ou traverse d'abord un filtre provisoire (fig. 45).

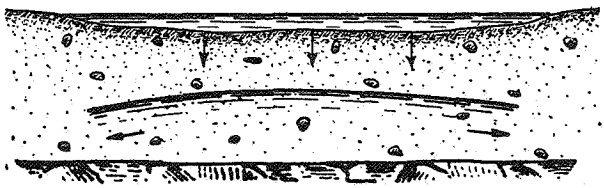


Fig. 42.

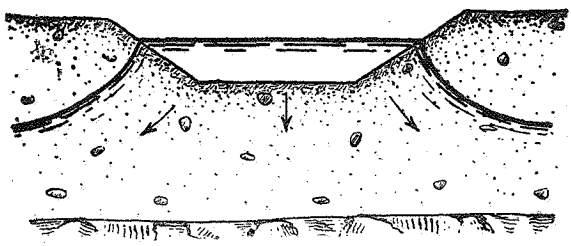


Fig. 43.

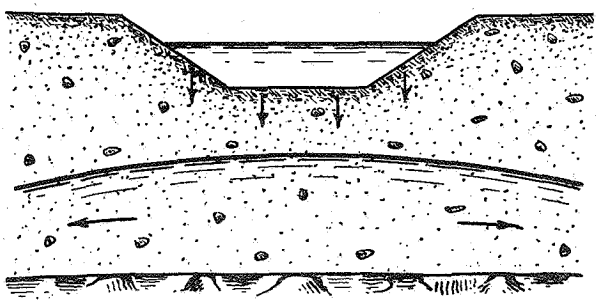


Fig. 44.

Nous voulons étudier l'effet produit par un puits d'infiltration sur le niveau de l'eau avoisinante et posons, à ce sujet, les mêmes hypothèses que lorsque nous avons évalué l'abaissement du niveau d'eau par le moyen de l'épuisement (p. 262).

La masse d'eau q s'écoule dans le sous-sol par un puits complet

ayant un rayon de r mètres; la vitesse du courant, la perte de charge et la profondeur de l'eau diminuent avec la distance du puits. La surface de l'eau devient concave et touche la surface naturelle à la limite

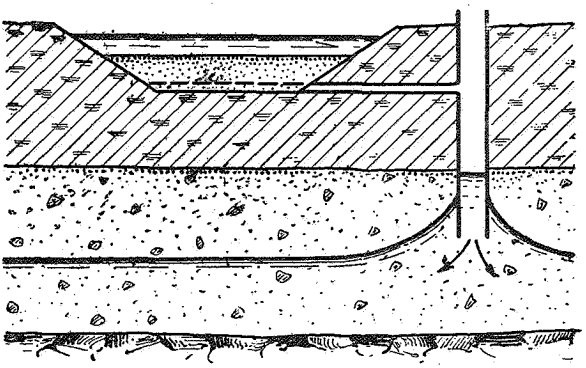


Fig. 45.

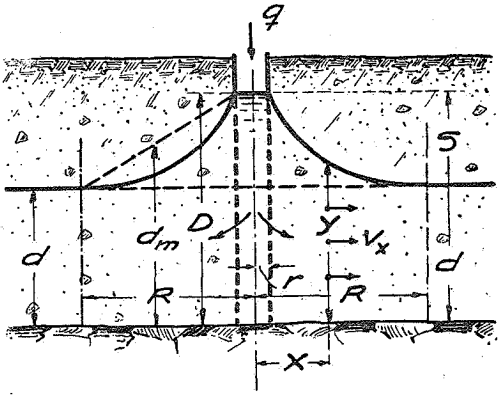


Fig. 46.

de l'élévation qui se trouve à R mètres du puits. La profondeur de l'eau est $= d$ et s'élève dans le puits de S mètres, par conséquent à $d + S = D$. A une distance de x mètres du puits, la profondeur du courant est $= y$, l'aire de sa section transversale $= 2\pi xy$, sa pente $= \frac{dy}{dx}$, la vitesse $= v_x$. Lorsque x augmente, y diminue.

Par conséquent,

$$v_x = -k \cdot \frac{dy}{dx}.$$

Pour

$$x = r, \quad y = D$$
$$x = R, \quad y = d$$

$$\therefore q = \pi k \cdot \frac{D^2 - d^2}{l.n.R - l.n.r} = \frac{2\pi k \frac{D + d}{2} (D - d)}{l.n.R - l.n.r}$$

Si l'on pose

$$\frac{D + d}{2} = d_m$$

et

$$D - d = s,$$

on obtient

$$q = \frac{2\pi k}{l.n.R - l.n.r} d_m \cdot s. \tag{27}$$

Si $l.n.R. - l.n.r.$ est supposé être à peu près constant, on pourra poser

$$\frac{2\pi k}{l.n.R - l.n.r} = b$$

et

$$q = b d_m s. \tag{28}$$

L'équation (27) est identique à l'équation (8).

L'équation (28) est identique à l'équation (9).

La méthode d'évaluation sera donc la même que lorsque le niveau du puits est abaissé. Les équations 10, 12, 13 peuvent être employées sans modification.

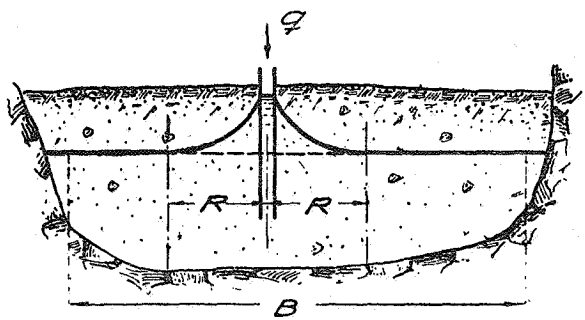


Fig. 47.

La capacité totale du courant souterrain peut être évaluée par l'observation de l'*élévation locale* du niveau autour du puits d'infiltration ou par l'observation de l'*élévation générale* du niveau d'eau.

Selon la première méthode d'évaluation (fig. 47), nous appliquons l'équation (16)

$$Q = \frac{B \cdot q}{2R}.$$

La seconde méthode est appliquée à diverses espèces de courants souterrains, savoir :

Nappe libre indépendante du récipient.

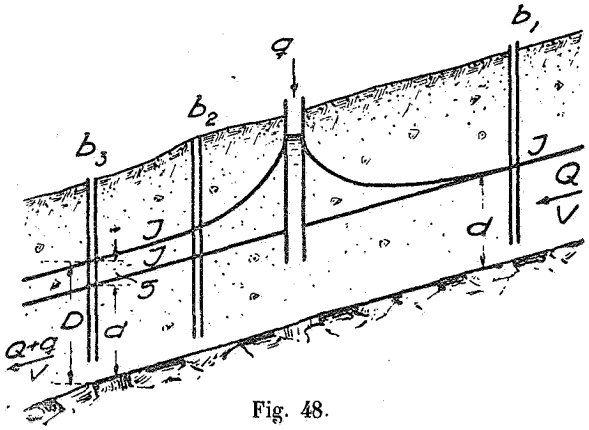


Fig. 48.

En amont du puits, on suppose que l'élévation s'étend jusqu'à b_1. Là le débit est invariablement $= Q$, la profondeur de l'eau $= d$, la pente $= I$ et la vitesse $= V$.

En aval du puits, l'élévation locale s'étend jusqu'en b_2 ; en b_3, on suppose que le niveau de l'eau souterraine est à peu près horizontal dans toute la coupe transversale. Le débit a monté à $Q + q$, la profondeur de l'eau $d + S = D$. La pente est toujours parallèle au courant, soit $= I$, et la vitesse, par conséquent, toujours $= V$.

Nous appliquons alors l'équation (18) :

$$q = c \cdot S,$$

et l'équation (19) :

$$Q = c \cdot d,$$

où $c =$ le débit spécifique de la nappe dans la coupe b_3, ou la quantité qui correspond à une élévation (ou un abaissement) de 1 mètre du niveau de l'eau.

Nappe libre endiguée par le récipient.

En amont du puits, la nappe n'est plus endiguée par le récipient, mais bien plus par le niveau surélevé de l'eau souterraine dans la coupe transversale du puits. L'élévation locale s'arrête en b_1, l'élévation générale s'étend à toute la région endiguée.

En aval du puits, l'élévation locale s'arrête en b_2. En b_3, l'élévation générale est à peu près constante dans toute la section. Le débit a augmenté à $Q + q$, la profondeur à $d + S = D$, la hauteur de la surface de l'eau au-dessus du niveau du récipient à $h + S = H$.

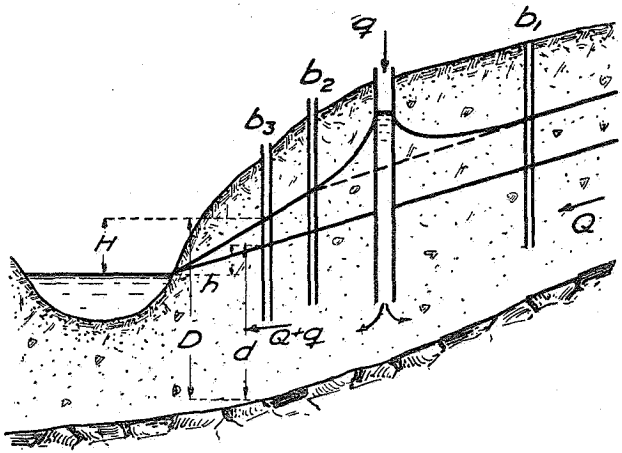


Fig. 49.

Conformément à l'équation (20), on aura

$$Q = \frac{q}{S} \cdot \frac{hd}{d + H}.$$

Si H est peu important en comparaison de d, nous aurons, conformément aux équations (21, 22) :

$$q = c \cdot S$$
$$Q = c \cdot h,$$

où $c =$ le débit spécifique de la nappe dans la coupe transversale b_3.

Nappe artésienne.

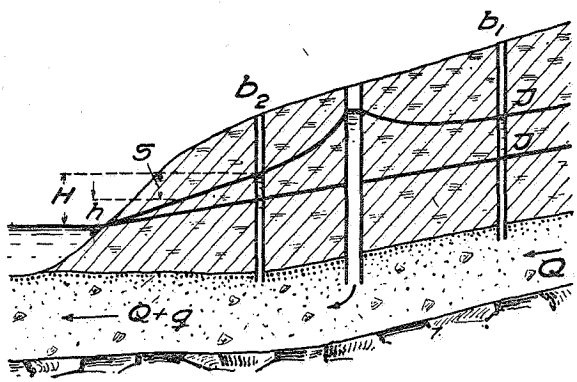


Fig. 50.

En amont de b_1, Q et I ne varient pas. En b_2, le débit de la nappe a augmenté à $Q + q$, la hauteur de la surface d'eau au-dessus du récipient à $h + S = H$. Conformément aux équations (23, 24), on aura

$$q = c \cdot S$$
$$Q = c \cdot h,$$

où $c =$ le débit spécifique de la nappe dans la coupe transversale b_2.

Cette méthode est d'ailleurs très opportune pour les cas où l'on sait déjà d'avance que le débit devra, dans l'avenir, être augmenté artificiellement. Il importe alors de constater que la couche aquifère peut réellement livrer passage à une masse d'eau plus considérable, et que la qualité de l'eau ne sera pas empirée par le fait que le niveau de l'eau s'élèvera jusqu'à imprégner des couches du sol qui, précédemment, étaient à sec, ou bien en amenant de l'eau nouvelle. Par le filtrage de l'eau superficielle et son écoulement lent à travers les cavités du sous-sol, ses qualités physiques, chimiques et biologiques sont modifiées, mais ces changements demandent un long temps; l'eau doit couler sur un certain parcours avant d'être suffisamment amendée. Ces variations successives doivent être souvent examinées en diverses distances de l'endroit d'infiltration. Nous y reviendrons plus en détail dans le chapitre suivant.

Création d'eaux souterraines artificielles.

Trop souvent l'exploration hydrologique donne un résultat négatif. Ou bien le débit de l'eau souterraine est insuffisant, ou bien il est si faible que l'on ne peut, eu égard à l'incertitude des méthodes d'exploration et aux nombreux facteurs qui peuvent faire sentir leur influence dans l'avenir, conseiller de bonne foi de faire les frais d'une installation définitive et coûteuse. On a alors à choisir entre deux expédients : soit de construire des bassins de filtrage pour la purification de l'eau superficielle, ou d'*augmenter artificiellement le débit du courant d'eau souterraine.*

La principale condition de la formation d'eau souterraine artificielle est que la couche aquifère soit assez profonde et poreuse pour pouvoir livrer passage aussi à l'eau de surface infiltrée, et ait une étendue suffisante pour que cette eau ait le temps d'être suffisamment amendée avant d'être de nouveau ramenée à la lumière du jour.

Déjà avant que les principes fondamentaux de l'hydrologie ne fussent connus, et au temps où, par conséquent, on ne se doutait pas de l'existence de véritables courants souterrains, diverses installations de distribution d'eau ont été basées sur le *filtrage naturel* (fig. 5). On installait le long des rives d'un fleuve une galerie collectrice, on y abaissait le niveau d'eau au-dessous du niveau du fleuve et l'on *croyait* que l'on obtiendrait de cette façon de l'eau du fleuve, purifiée par le filtre naturel entre le bord et la galerie. La plupart de ces installations n'ont pas réussi, il est vrai, mais en les exécutant suivant un plan bien calculé et en les entretenant convenablement, la méthode peut être utilisée pour le but qu'on a en vue.

Dans ces derniers temps, on a essayé d'une autre méthode, qui a déjà été citée en connexion avec l'étude hydrologique, savoir l'*infiltration dans le sens vertical.* L'eau superficielle est dirigée vers un *champ d'irrigation*, où elle coule librement sur toute sa surface ou bien dans des fossés peu profonds (fig. 42), ou bien dans un *bassin* d'infiltration enfoncé en dessous du niveau de l'eau souterraine (fig. 43) ou qui est placé au-dessus de celle-ci (fig. 44) ou, enfin, dans un *puits d'infiltration* (fig. 45).

Un bel exemple de *filtrage naturel* nous est fourni par l'usine de distribution d'eau souterraine de la ville de Schweinfurt. La ville est située près du fleuve Main, qui y est barré par un ancien barrage (fig. 51).

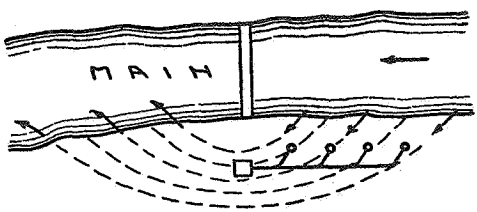


Fig. 51.

Un courant continu va du Main dans la rive en amont du barrage et s'écoule dans le fleuve en aval de celui-ci. A l'étude qui précéda l'installation des puits indiqués dans l'esquisse, on pouvait, dans les tuyaux d'observation, observer clairement la métamorphose successive de l'eau du fleuve en eau souterraine. Comme le barrage a plusieurs centaines d'années d'existence, il faut en conclure de toute évidence que la rapidité du fleuve suffit pour garder le lit libre de dépôts. La couche de filtrage naturelle doit toujours pouvoir être en état de fonc-

tionner, en supposant qu'elle ne soit pas trop fatiguée par le débit augmenté des puits.

Le premier hydrologue qui soumit le filtrage naturel à une étude scientifique fut A. Thiem. Il fit une étude approfondie d'un conduit collecteur établi le long de la Ruhr, qui fournissait d'eau la ville d'Essen et dont la capacité avait beaucoup diminué. Il constata alors que l'afflux avait complètement cessé sur une partie du parcours du conduit, mais restait le même sur une autre. Dans la première partie, la surface avait été abaissée trop profondément, ce qui avait amené un afflux trop fort de l'eau du fleuve; la vitesse d'infiltration fut trop grande, les vases purent pénétrer trop profondément et, enfin, les pores du lit du fleuve furent obstrués. Entre le fleuve et le conduit, la surface de l'eau avait baissé, de sorte qu'au lieu d'une surface convexe, elle en formait une concave (fig. 52).

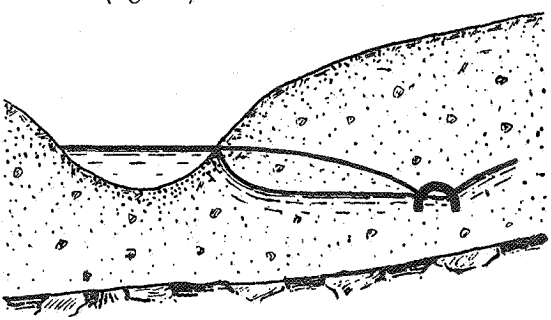


Fig. 52.

Sur la seconde distance, en revanche, l'abaissement était moindre, l'infiltration avait lieu plus lentement, les vases restaient au fond du fleuve et étaient emportées par le courant. Thiem réussit à fixer la différence de hauteur convenable entre le fleuve et le conduit, c'est-à-dire la valeur de la pente I à introduire dans l'équation (4) pour donner une valeur convenable à la vitesse V.

C'est là, sans aucun doute, la juste méthode. Le débit ne peut être calculé sans plus à l'aide de formules théoriques, et doit être déterminé par voie expérimentale, au moyen de longs essais sur une grande échelle.

La condition principale est, comme il a été dit, que l'infiltration ne soit pas trop rapide : les vases ne doivent pas descendre trop profondément afin de pouvoir être emportées par le fleuve. Probablement ce curage ne se produit pas d'une façon continue, mais seulement pendant les périodes des hautes eaux, alors que les grains de sable sont

arrachés et déplacés de façon que toute la surface de filtrage se trouve renouvelée. Sur les rives des lacs à fonds bas, on obtient le même effet par l'action de la glace et des vagues, et, par conséquent, un lac peut aussi présenter une infiltration continue.

L'*irrigation* a été essayée dans quelques installations de nature plutôt provisoire. La méthode est peu sûre et difficile à contrôler, et puis, complètement inutilisable dans un pays doté d'un climat comme celui de la Suède. Aussi nous n'en parlons ici qu'en passant.

Le *bassin d'infiltration*, creusé dans le terrain aquifère (fig. 43) ou placé au-dessus du niveau de l'eau souterraine (fig. 44), est utilisable lorsque la couche aquifère communique directement avec la surface du sol. Le fond est recouvert d'une couche de sable à filtrer fin. Une aire d'infiltration minime est suffisante pour former un grand courant d'eau souterraine. Avec une vitesse d'infiltration de $1^{m}50$ par vingt-quatre heures, le bassin peut, pendant une année, livrer passage à une colonne d'eau de 500 mètres de hauteur, c'est-à-dire mille fois plus que la quantité d'eau infiltrée naturellement. Avec un bassin mesurant 1 hectare, on peut doubler la masse d'eau naturellement infiltrée sur une surface sablonneuse mesurant 10 kilomètres carrés.

Le problème d'infiltration est d'ordinaire très facile à résoudre. Quant à savoir si l'on réussira par ce moyen à obtenir une eau souterraine véritable, c'est là une chose qui dépend de la possibilité de diriger l'eau assez loin dans le sens horizontal, de façon à permettre à l'eau de s'amender.

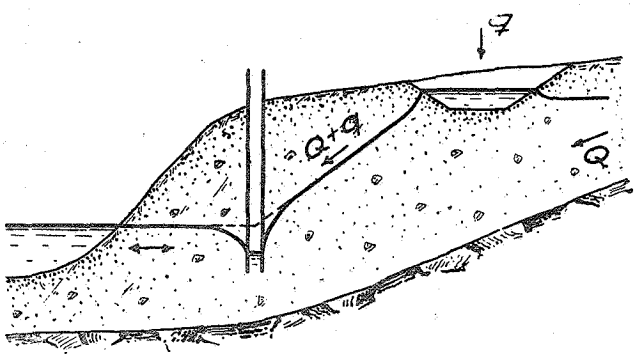


Fig. 53.

La figure 53 montre comment l'infiltration élève le niveau de l'eau entre le bassin et puits. Le niveau de l'eau souterraine en aval des

puits est supposé par avance avoir été abaissé au niveau du récipient. Les puits recueillent, par conséquent, aussi bien le débit naturel de la nappe Q que la quantité infiltrée q.

Le bassin d'infiltration ne peut évidemment pas être placé à une trop grande distance des puits, car alors son niveau d'eau se trouverait trop élevé par rapport au sol. Si cette distance est suffisante pour l'amendement de l'eau, l'installation peut être considérée comme réussie, au point de vue de la quantité et de la qualité ; dans le cas contraire, on aura à choisir entre une infiltration moindre ou une eau moins bonne.

Étudions de plus près la façon dont se fait l'infiltration de l'eau et sa course souterraine.

Le bassin d'infiltration agit tout à fait comme un filtre ordinaire. L'eau descend lentement par le fond du bassin, et les vases et les microbes se déposent à la surface et dans la partie supérieure de la couche de sable. Au commencement d'une période de filtrage, la résistance à la pénétration de l'eau est minime et la différence de niveau entre la surface de l'eau dans le filtre et la surface de l'eau dans un puits d'observation voisin (fig. 54) n'est que de quelques centimètres. A mesure que se produit l'infiltration, le dépôt des vases augmente, la résistance aussi, et la surface de l'eau dans le bassin s'élève de plus en plus au-dessus de la surface de l'eau du puits. Lorsque cette différence de hauteur a atteint une certaine limite, par exemple 1 mètre, le moment est venu de curer le bassin. On arrête l'afflux, la surface de l'eau descend sous celle du fond du bassin, que l'on cure comme un filtre ordinaire.

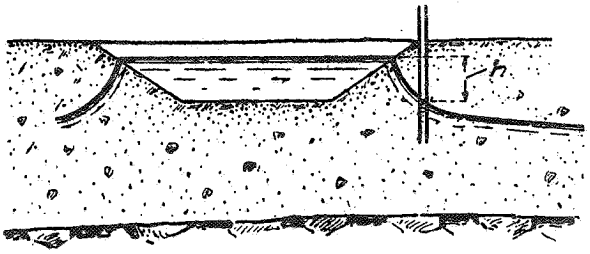


Fig. 54.

L'eau qui est de cette façon introduite dans le sous-sol est de l'eau de surface filtrée qui, déjà immédiatement sous le fond du bassin, est utilisable comme eau potable et entièrement comparable à celle qui est fournie par une installation de filtrage ordinaire. Le nombre des microbes est réduit à quelques dizaines par centimètre cube, les

matières organiques ont subi certaines modifications. La température de l'eau est encore la même, ainsi que son goût fade.

Pendant le temps qui s'écoule entre l'infiltration de l'eau et son afflux dans les puits, sa nature est de plus en plus modifiée. Les derniers microbes disparaissent, les matières organiques forment d'autres combinaisons entièrement inoffensives, de nouvelles matières entrent dans sa composition. La température est élevée pendant l'hiver, descend pendant l'été. Comme résultat on a une eau stérile, cristalline, d'une température presque constante et d'un goût frais. *L'eau de surface a été améliorée en eau souterraine.*

Cette eau souterraine artificielle est, au point de vue physique et biologique, équivalente à l'eau souterraine naturelle. Elle s'en distingue à un point de vue : elle contient moins de composés chimiques ou, plus exactement, moins d'impuretés. Car celles-ci sont fonctions du temps pendant lequel l'eau a été en contact avec le sol, et de sa contenance en acide carbonique. L'âge de l'eau souterraine artificielle se compte par semaines, celui de l'eau naturelle par années. Lors de l'infiltration dans un bassin, l'eau se combine à très peu d'acide carbonique, mais l'eau pluviale qui parcourt le sol lentement en prend des quantités considérables.

On a reproché à cette méthode principalement deux défauts, dans les deux cas également à tort, savoir :

1° Que le sous-sol serait avec le temps complètement obstrué par les vases;

2° Que l'eau infiltrée pourrait se perdre dans le sous-sol.

1° Le risque de l'envasement n'est pas plus grand que pour un bassin de filtrage ordinaire bien entretenu, c'est-à-dire qu'il est nul. La couche supérieure de sable, où se fait le filtrage principal, se compose en effet de sable fin ordinaire. Dans la supposition d'une vitesse de filtrage basse et constante, les vases se déposeront à la surface du sable, d'où elles sont éloignées lors du curage du bassin. Il est possible qu'après quelques années le fond ait besoin d'être enlevé et remplacé par du sable neuf, mais on n'a pas encore senti ce besoin dans les bassins installés jusqu'à ce jour en Suède, parmi lesquels ceux, par exemple, de Gothembourg ont été en service constamment pendant douze ans.

2° Si la surface de l'eau en aval des puits est tenue au même niveau que le récipient (fig. 53), cela est une preuve que les puits coupent le débit. Si la surface de l'eau monte en aval des puits (fig. 55), une

partie de l'eau souterraine continue à s'écouler dans le fleuve; si elle baisse (fig. 56), le fleuve délivre une certaine quantité d'eau dans les puits.

En observant le niveau de la nappe en aval des puits, on peut donc contrôler et régler la quantité d'eau infiltrée.

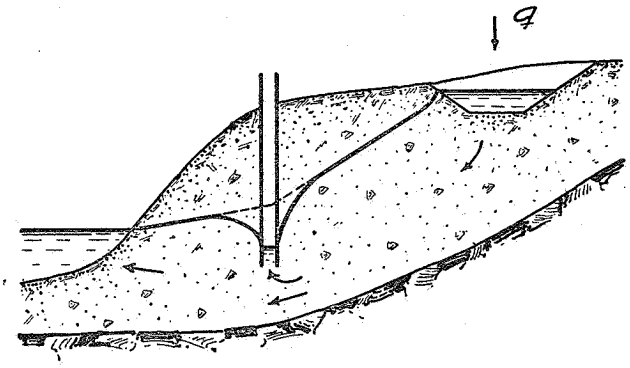


Fig. 55.

Ainsi, par exemple, on a disposé à Gothembourg, en aval des puits d'épuisement, un puits où l'on observe fréquemment le niveau de l'eau qui est ici à 5 mètres au-dessus de la mer; le débit spécifique du courant est de 5 litres par seconde. Qu'un seul litre par seconde s'infiltre en plus ou en moins, le niveau de l'eau s'élève ou s'abaisse dans le puits d'observation de $0^{m}2$. On ne peut, avec un bassin de filtrage ordinaire, obtenir un réglage plus exact et plus délicat.

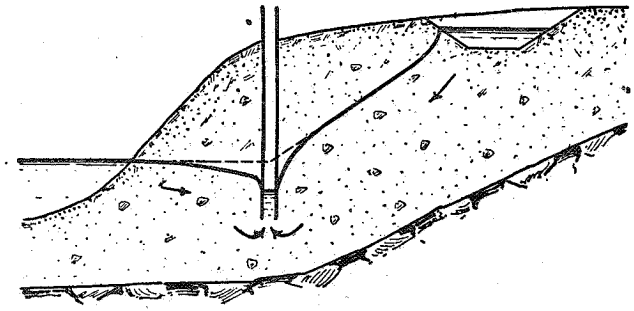


Fig. 56.

Dans certains cas, on peut obtenir un réglage complet du débit et du niveau d'eau. On peut combiner l'infiltration et le filtrage naturel (fig. 56) ou empêcher la pénétration de l'eau du fleuve (fig. 55).

Dans une vallée large, où le niveau de l'eau se trouve de peu de chose au-dessus du niveau du fleuve, une ville peut, indépendamment de tous les autres puits communaux ou privés, installer dans un district limité une « fabrique d'eau souterraine » complète, où la fabrication est exactement calculée sur la commande (fig. 57).

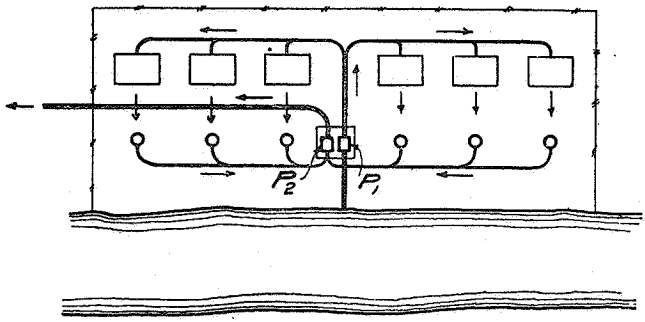


Fig. 57.

P_1 = pompe pour élévation de l'eau du fleuve dans les bassins.
P_2 = pour élévation de l'eau souterraine dans la ville.

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que lorsqu'une certaine quantité d'eau est infiltrée, cela produit, d'une part, une élévation locale du niveau d'eau autour du puits ou du bassin, d'autre part, une élévation générale du niveau de tout le courant. En mesurant l'élévation générale en aval de la région d'élévation locale, on peut évaluer le débit naturel du courant (p. 289).

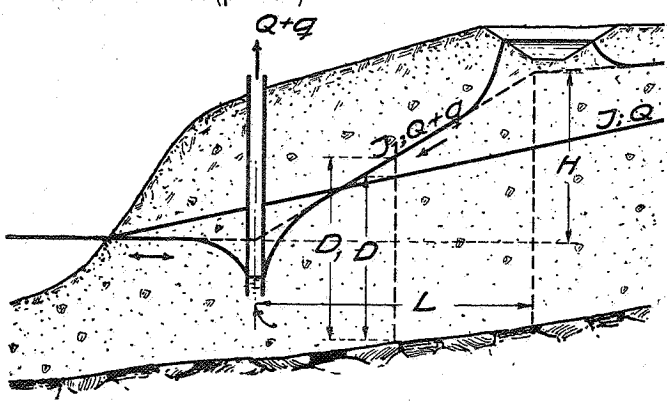


Fig. 58.

A l'aide de la même méthode d'évaluation, nous pouvons, au cas où Q est connu d'avance, évaluer l'élévation générale qui se produira par l'infiltration d'une certaine quantité d'eau q.

Si, par exemple, un bassin d'infiltration est installé à L mètres en amont des puits dans la figure 58, les modifications suivantes se produisent :

Le débit du courant est augmenté de	Q à $Q + q$
La pente du courant est augmentée de	I à I_1
La profondeur moyenne du courant est augmentée de	D à D_1

Si la largeur du courant est de B, on aura, selon l'équation (5) :

$$Q = BD \,.\, k \,.\, I$$

$$Q + q = BD_1 \,.\, k \,.\, I_1$$

$$\therefore \frac{Q + q}{Q} = \frac{D_1}{D} \cdot \frac{I_1}{I} \qquad (29)$$

$$H = I_1 \,.\, L$$

A cette élévation générale vient s'ajouter, d'une part, l'élévation locale autour du bassin, d'autre part, l'élévation à l'intérieur du bassin nécessaire pour surmonter la perte de charge dans le filtre (fig. 59).

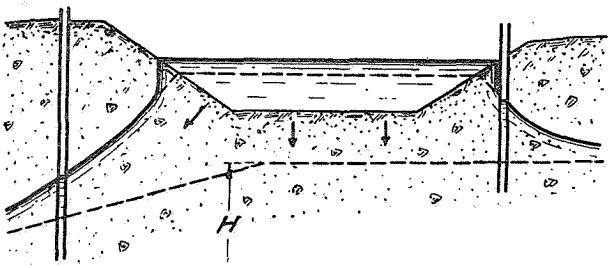


Fig. 59.

Afin de fixer définitivement la position du bassin selon le calcul précédent, on doit faire un essai de contrôle à la plus grande échelle possible.

Lorsque la couche supérieure du sol est imperméable, ou lorsque la nappe est artésienne, le bassin d'infiltration doit être remplacé par un *puits d'infiltration*.

Dans ce cas, il y a évidemment quelque risque d'envasement du sous-sol. Mais si l'eau a d'abord été filtrée avec soin, le dépôt des vases ne peut pas être important. Si l'on voit des signes d'envasement, on peut y remédier par un lavage au moyen d'un jet d'eau, ou soit élever, soit abaisser le puits.

Nous avons, dans ce qui précède, maintes fois fait ressortir que la capacité d'une installation d'eaux souterraines peut diminuer par suite de l'abaissement général du niveau d'eau qui est la conséquence naturelle d'une augmentation de l'épuisement dans les autres puits situés sur le même courant. Un seul puits peut abaisser le niveau de l'eau de plusieurs mètres dans une région d'une dizaine de kilomètres carrés. Il sera difficile, pour ne pas dire impossible, de prévenir par des achats de terrain ou par des restrictions et des interdictions, un abaissement général, lent mais sûr, comme celui qui pendant les dix dernières années a éveillé de si grandes inquiétudes en plusieurs pays, par exemple dans les Pays-Bas.

Mais il y a un moyen par lequel le niveau de la nappe peut à nouveau être élevé à sa hauteur primordiale, et ce moyen est l'infiltration artificielle.

Partout où un puits produit un abaissement général du niveau de l'eau, un bassin d'infiltration peut amener une élévation générale.

L'aptitude des couches filtrantes naturelles à fournir à nos communes une eau bonne et saine peut ainsi en bien des cas être augmentée dans une mesure presque illimitée.

CHAPITRE III.

EXEMPLES DE DISTRIBUTIONS D'EAU.

Dans ce chapitre, nous voulons rendre compte de quelques explorations hydrologiques exécutées en Suède et en même temps chercher à expliquer l'âge et la nature géologiques des terrains aquifères.

Gothembourg.

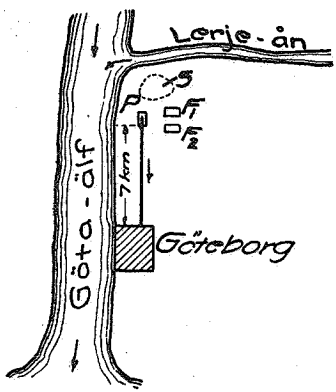
En 1893, Gothembourg avait deux services de distribution d'eau potable. Le premier, installé en 1871, est fourni par la gravitation de l'eau prise au lac de Delsjö et a un débit annuel de 3,65 millions de mètres cubes, correspondant à une consommation moyenne par jour de 10 000 mètres cubes et une consommation maxima de 14 000 mètres cubes. En 1893, on acheva un nouveau service avec usine de pompage au bord du fleuve Göta Elf, à 7 kilomètres en amont de la ville. L'eau était purifiée dans deux bassins de filtrage, chacun destiné à une quantité d'eau de 2 600 mètres cubes par jour.

Avant la construction de ces filtres, on avait, pendant les années 1889-1890, entrepris des explorations hydrologiques dans la vallée du Göta Elf. Sous l'argile bleue qu'on y rencontre en règle générale et dans laquelle le fleuve a creusé son lit, on rencontra une couche de sable aquifère. L'eau était claire et d'un goût agréable, mais fut trouvée contenir beaucoup de chlore, soit en moyenne 150 milligrammes par litre, et de l'ammoniaque, en moyenne $2^{mgr}1$.

En ce temps, on était encore soumis au préjugé que la valeur hygiénique de l'eau devait être évaluée uniquement d'après sa composition chimique. Selon les « valeurs limites » en cours, une bonne eau potable ne devait contenir qu'au plus 50 milligrammes de chlore par litre et seulement des « traces » d'ammoniaque. Le chimiste de la ville, l'auteur et un spécialiste allemand consulté furent d'accord pour déclarer l'eau souterraine inutilisable.

Mais les temps changent et nous avec eux. Au commencement de la dixième décade du XIXe siècle, d'autres opinions commencèrent à se faire jour. On n'appréciait plus l'eau superficielle et l'eau souterraine d'après les mêmes principes (p. 250). Une forte teneur en chlore est suspecte dans l'eau superficielle où l'on peut la soupçonner d'être un indice d'impuretés excrémentitielles, mais point dans un courant d'eau souterraine coulant profondément dans le sol, où elle indique seulement qu'il reste encore des traces des dépôts de sel d'une mer arctique ayant existé il y a des milliers d'années. L'ammoniaque dans l'eau superficielle indique de l'urine, tandis que sous une couche d'argile imperméable, elle n'est qu'un produit de réactions chimiques inoffensives.

En 1892, le Prof^r Lang approuvait l'eau artésienne dans les environs de Malmö, eau qui contenait 148 milligrammes de chlore et 0^mgr8 d'ammoniaque, et il en préconisa l'emploi pour le nouveau service d'eau de Malmö (p. 314). En 1893, le Prof^r Almquist déclara que l'eau souterraine d'Arboga « convenait parfaitement » à être employée comme eau potable pour la ville, bien que la teneur en chlore se montât à 105, et la teneur en ammoniaque à 1^mgr7; et plus tard encore des autorités allemandes avaient agréé l'eau artésienne obtenue par des forages profonds dans les environs de Brême, eau qui montra une teneur en ammoniaque allant jusqu'à 15 milligrammes.



P = Station de pompage.
F_1 F_2 = Bassins de filtrage.
S = Sablière.

Fig. 60.

Cette opinion ainsi modifiée eut pour résultat qu'en 1895-1896 de nouvelles explorations relatives aux eaux souterraines furent entreprises.

La figure 60 montre un plan du terrain entre la ville et l'usine du service d'eau au bord du Göta Elf.

Les figures 61 et 62 montrent des coupes schématiques transversales et longitudinales de la vallée du Göta Elf.

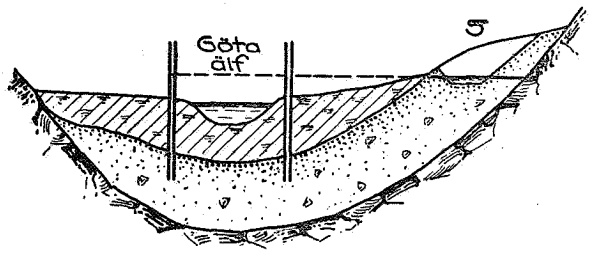


Fig. 61. — Coupe transversale.

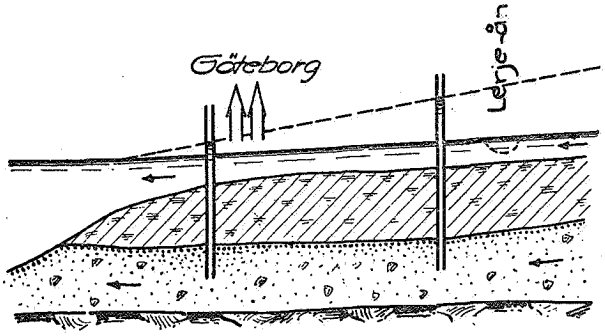


Fig. 62. — Coupe longitudinale.

L'argile est bleu-gris, maigre, non plastique. Le sable est pur, en partie mêlé de gravier plus gros. Dans la sablière, dont une coupe transversale est montrée dans la figure 61, le fond se compose de sable, les parties supérieures sont formées par des moraines.

Nous voulons maintenant essayer d'expliquer la formation géologique de la vallée du Göta Elf. La roche dans laquelle la vallée s'est formée par érosion se compose de gneiss et appartient, par conséquent, à la *formation de la roche archéenne.*

Pendant les périodes *algonkienne, cambrienne* et *silurienne*, la roche primitive se recouvrit de couches sédimentaires, lesquelles néanmoins, pendant les périodes suivantes, lorsque le sol se trouvait au-dessus de la surface de la mer, disparurent par l'effet de la désagrégation et de l'érosion. Pendant la *période tertiaire*, la vallée actuelle était déjà

ciselée dans le massif primitif. Son fond se trouvait au-dessus de la mer et était probablement en partie rempli de couches fluviatiles de sable et de gravier. L'eau superficielle était drainée par un fleuve, l'eau souterraine par un courant libre, tous deux ayant leur débouché dans la mer.

Au commencement de la grande période glaciaire, le débit du fleuve augmenta par l'appoint de l'eau provenant de la fonte des glaciers qui s'avançaient, et du sable *préglacial* se déposa sur le sable tertiaire. Ensuite, le « landis » pénétra dans la vallée, balaya toutes les couches de sable plus anciennes et déchargea ses moraines, qui furent en partie assorties et stratifiées par le fleuve du glacier. Pendant la fonte de la glace, le débit augmenta et la plus grande partie des moraines fut déchargée dans la mer; seuls des restes persistèrent çà et là à l'abri de rochers saillants.

Pendant la période interglaciaire, du *sable interglaciaire* fut déposé.

Pendant la *seconde période glaciaire*, la vallée s'enfonça de plus en plus en dessous du niveau de la mer, et alors se forma le *sable de la mer glaciale inférieur*.

Pendant l'abaissement de la fin de la période glaciaire, lorsque non seulement la vallée, mais encore les montagnes environnantes étaient au fond de la mer, se déposa l'*argile de la mer glaciale*.

Plus tard le continent recommença à s'élever; la vitesse de l'eau augmenta, du *sable de la mer glaciale supérieur* se déposa sur l'argile dont les couches supérieures commencèrent à s'éroder.

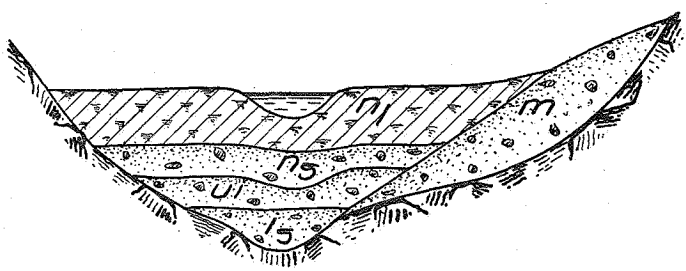


Fig. 63.

A mesure que se produisit l'élévation de la fin de l'époque glaciaire, le fleuve creusa son lit plus profondément. Enfin, aussi bien l'argile de la mer glaciale que le sable de la mer glaciale supérieur avaient été complètement érodés, et le lit du fleuve se trouva dans le sable de la mer glaciale inférieur.

Pendant l'abaissement *postglaciaire* se déposèrent d'abord le *sable de la mer du Nord* et l'*argile de la mer du Nord*.

Pendant la période de *relèvement postglaciaire* se forma de nouveau du *sable de la mer du Nord*, dont seuls des restes épars subsistent. Le fleuve s'enfonça davantage dans l'argile de la mer du Nord qui forme son lit actuel (fig. 63).

Comme produit final de l'action de ces forces géologiques reste donc une couche puissante d'*argile de la mer du Nord* qui remplit la vallée à une profondeur de 30 à 40 mètres [1]. La sablonnière de la figure 61 est une vieille *moraine* qui, sous l'argile, se confond avec du *sable de la mer du Nord*, du *sable de la mer glaciale inférieur* et du *sable interglaciaire*.

Conditions hydrologiques.

Dans les premières explorations (1889-1890), une couple de forages avaient été pratiqués au bord du Göta Elf, l'un à l'embouchure de la rivière de Lerje, l'autre sur la rive opposée du fleuve. Dans les deux puits, l'eau souterraine monta au même niveau : $5^{m}5$ au-dessus du niveau moyen de la mer. Le sol était à 1 mètre et l'eau se trouvait donc sous pression artésienne. Comme les échantillons d'eau examinés furent considérés comme inutilisables (p. 305), on ne fit aucune évaluation du débit du courant.

On avait néanmoins fait une observation intéressante. Dans la sablière ci-dessus nommée (fig. 61), le sable avait été enlevé au niveau de l'eau souterraine. Ce niveau était, à quelques décimètres près, le même que la hauteur piézométrique de la montée de l'eau dans les puits artésiens. Lorsque l'eau s'écoula hors des puits, la surface de l'eau descendit dans la sablière. Il fut ainsi prouvé que la sablière était en communication directe avec le sable aquifère qui se trouvait sous l'argile.

Lors des explorations subséquentes (en 1895-1896), il s'agit avant tout de se rendre compte de la nature du courant souterrain au point de vue de la quantité et de la qualité. Il était clair, de prime abord, qu'on ne pouvait compter sur un débit considérable. La vallée du Göta Elf se compose, pour la plus grande partie, de roche et d'argile sur

---

[1] Plus bas vers l'embouchure, où l'argile a une profondeur de plus de 100 mètres, ses couches inférieures consistent probablement en argile de la mer glaciale.

lesquelles l'eau s'écoule vers le fleuve, et les surfaces d'infiltration propre sont limitées à quelques collines de moraines perçant à travers l'argile et de même nature que la sablière de Lerjeholm.

Mais déjà au commencement il était clair que le débit naturel pourrait être augmenté artificiellement par infiltration de l'eau du Göta Elf.

Le but des explorations était donc de déterminer :

1° La quantité et la nature de l'eau souterraine naturelle;

2° L'aptitude de la sablière au rôle de bassin d'infiltration.

L'eau souterraine naturelle.

La planche 1 montre une esquisse du plan du terrain exploré, avec l'usine du service d'eau construite en 1893. P est la station de pompage, F_1 et F_2 sont deux bassins de filtrage couverts.

Entre l'usine et la rivière de Lerje on exécuta cinquante-quatre forages. Les puits avaient 50 millimètres de diamètre et avaient été forés au moyen d'un jet d'eau. La profondeur de l'argile et du sable était très variable, comme le montre le profil des forages planche 2, pris par les puits *a* entre la sablière S et le fleuve. La partie de sable supérieure isolée est probablement du sable déposé au cours du relèvement post-glaciaire. La nature géologique de l'argile et du sable sis plus profondément a été indiquée précédemment.

On épuisa les puits *b* situés au bord du fleuve en laissant l'eau s'écouler librement à la surface du sol pendant la période du 28 novembre 1895 au 4 juin 1896. Le débit avait, au début de janvier, diminué à $8^{l}6$ à la seconde et resta constant pendant les cinq mois subséquents. Le niveau de l'eau dans le puits d'observation *c* était, avant l'épuisement, + 5.1, pendant janvier-juin, 3.6.

La hauteur piézométrique du courant artésien en aval des puits avait donc diminué de $1^{m}5$ pour un épuisement de 8.6 sl. Nous appliquerons alors l'équation (23) et posons

$$8.6 = c \,.\, 1.5,$$

d'où nous tirons $c = 5.7$.

Le *débit spécifique du courant* dans une section transversale dans le puits *c* est donc 5.7 ou, en chiffres ronds, *5 litres à la seconde*, et son débit total est obtenu par l'équation (24) :

$$Q = 5 \times 5.1,$$

ou, en chiffres ronds, *25 litres à la seconde.*

La teneur en chlore déterminée dans tous les puits fut trouvée varier entre 50 et 400 milligrammes. Le puits *d*, foré près de l'usine où le sable était formé de grains très fins, fit exception. L'eau y était impropre à la boisson, avec une teneur en sel dépassant certainement 1 %. La raison de ce phénomène était probablement que le mouvement de l'eau y était trop minime pour que le sel de mer, enfermé lorsque le sable se déposa, eût pu être emporté (p. 250).

La teneur en ammoniaque variait entre $0^{mgr}5$ et 5 milligrammes.

La teneur en fer se limita aux puits *e* des deux côtés de la rivière Lerje. Le premier contenait 2 milligrammes, le second $0^{mgr}5$, de fer pur. L'eau de ces deux puits avait un goût et une odeur marqués de fer et laissait à la sortie un dépôt d'ocre. Les autres puits pouvaient être considérés comme libres de fer, l'eau étant entièrement claire et sans goût.

Enfin il est à noter que l'eau examinée au point de vue bactériologique fut trouvée complètement stérile, que sa température était de 9° C. et que quelques puits émettaient une odeur marquée d'acide sulfhydrique.

Le résultat de cette première série d'explorations était donc peu favorable. Dans une des plus grandes vallées de la Suède, le courant souterrain ne débite à la seconde que 25 litres d'eau, contenant jusqu'à 400 milligrammes de chlore et 5 milligrammes d'ammoniaque. L'aire de la coupe transversale du courant peut être estimée à 20 000 mètres carrés, dont 20 % ou 4 000 mètres carrés représentant la somme des ouvertures par lesquelles coule l'eau. La vitesse véritable du courant (p. 259) sera alors de $0^{m}5$ par vingt-quatre heures, c'est-à-dire qu'une particule d'eau mettra six ans à parcourir 1 kilomètre.

L'*infiltration dans la sablière* commença le 5 juin 1896 et se continua sans interruption pendant deux mois. L'eau fut introduite par la gravitation d'un étang de moulin dans la rivière de Lerje (pl. 1). Pendant les premiers jours, lorsque la surface de l'eau souterraine se trouvait encore sous le fond de la sablière, l'infiltration fut de 14 500 mètres cubes par vingt-quatre heures, mais après que la surface de l'eau dans la sablière fût montée au niveau le plus bas du sol environnant, = 7, le sol ne put plus recevoir qu'une masse d'eau constante, s'élevant à 1 360 mètres cubes par vingt-quatre heures. De cette quantité une partie s'écoula par les puits artésiens, une autre partie s'écoula dans le sens naturel du courant. Pendant l'état de débit constant, les puits fournirent une masse d'eau constante de 19.1 litres au lieu de 8.6 litres

pendant la première période d'exploration, et le niveau de l'eau dans les puits d'observation était également constant = 4.3 ou 0^m7 plus élevé.

Le débit des puits avait augmenté de		10,5 litres.
Celui du courant de.	0,7 . 5,7 =	4,0 »
L'augmentation totale était de		14.5 »

ou 1 250 mètres cubes par vingt-quatre heures, soit seulement 8 °/₀ de moins que la quantité infiltrée, ce qui peut être considéré comme concordant assez bien.

Lors de l'infiltration de 1 360 mètres cubes, l'eau se répandait sur une surface de 65 mètres carrés. La vitesse d'infiltration était alors

$$\frac{1\,360}{65} = 20 \text{ mètres par vingt-quatre heures.}$$

La surface de l'eau dans un puits tubulaire dans la sablière était à 6^m5, soit 0^m5 sous le niveau de l'eau au-dessus du sable. A une vitesse d'infiltration de 1 mètre par vingt-quatre heures correspond alors une hauteur de pression de

$$\frac{0,5}{20} = 0^m025.$$

A la fin de la période d'infiltration, la température de l'eau était :

Dans la sablière	+ 22°5 C.
Dans le puits tubulaire près de la carrière	+ 15°5 »
Dans un puits tubulaire à 150 mètres de la carrière .	+ 14°5 »

La quantité d'eau constamment infiltrée — 1 360 mètres cubes par vingt-quatre heures — s'était dans le sous-sol répandue de divers côtés et l'on ne pouvait par conséquent évaluer exactement le rapport entre la vitesse du courant et sa pente.

Néanmoins on jugea convenable, en vue d'une installation définitive, de placer les puits à environ 200 mètres de distance de la carrière, ce qui, eu égard à la profondeur de la couche de sable (pl. II), devait suffire à l'amendement de l'eau infiltrée. Le résultat le plus important de l'exploration fut celui qui fut acquis au commencement de la période d'infiltration, savoir qu'une grande quantité d'eau avait pu s'infiltrer avec une faible perte de charge.

La fabrique d'eau souterraine.

Celle-ci fut installée pendant les années 1897-1898. Ses dispositions générales apparaissent dans la planche III.

Les bassins d'infiltration I_1 et I_2 ont une surface de sable totale de 5 600 mètres carrés. L'eau est puisée au Göta Elf par le même conduit L_1 qui alimente les deux bassins de filtrage anciens F_1 et F_2. Le niveau d'eau le plus élevé dans ces deux derniers bassins est en moyenne à 7 mètres; dans les premiers il est, par suite de pertes de charge, de 0^m5 plus bas ou à 6^m5. Le fond des bassins d'infiltration est à 5^m5 et se compose, à une profondeur de 0^m5, de sable fin. Les puits B_1, au nombre de vingt (*), sont reliés à un conduit collecteur L_2, par lequel l'eau coule par la gravitation vers le puits d'épuisement P_1. L'eau est débarrassée de l'acide sulfhydrique par aération et est ensuite mêlée à l'eau de F_1 et F_2.

Pendant les premières années, deux des puits fournirent de l'eau ferrugineuse qui ne fut pas admise dans le conduit collecteur, mais fut éloignée par un égout disposé le long du collecteur. La teneur en fer a néanmoins diminué avec les années, et maintenant ces puits sont également admis dans le conduit collecteur.

Les puits fournissent un débit constant de 6 000 mètres cubes par vingt-quatre heures (70 ls). Le niveau de l'eau dans un forage entre les bassins se trouve en moyenne en + 6, le niveau de l'eau *entre* les puits en + 4, *dans* les puits en + 2, dans le puits d'épuisement P_1 en + 1. Les bassins sont curés un à un, et pendant ce temps l'autre bassin fonctionne toujours, bien qu'avec un niveau d'eau plus bas. L'eau passe des bassins aux puits au bout d'environ trois mois avec une vitesse (véritable) de 2^m2 en vingt-quatre heures.

Le résultat qualificatif ressort du tableau comparatif suivant :

		Göta Elf.	Puits d'exploration *a*, *b*.	Puits d'épuisement P_1
Température.	Degrés.	0 à 20	9	8-11
Cl	Milligr.	5,7-7,1	50-400	36-45
NH_3 . . .	»	0	0,5-5	0-0,3
Fe. . . .	»	0,1-0,3	0,1-2	0,1-0,2
Bactéries par	centim$_3$.	500 à 8,000	0	0

(*) Deux puits ont depuis été abandonnés et un puits neuf plus grand les a remplacés.

L'eau est cristalline et a un goût frais, et elle est à tous points de vue meilleure que l'eau du fleuve purifiée par les filtres F_1 et F_2. Et, eu égard au fait relaté précédemment, que la teneur en fer de certains puits a disparu peu à peu, il est aussi indiscutable que *l'infiltration a amélioré l'eau souterraine naturelle.*

Vu ce résultat favorable, la ville a décidé d'agrandir encore la « fabrique » pour une capacité quotidienne de 8 600 mètres cubes (100 sl.). Il n'y a plus de place pour de nouveaux bassins d'infiltration dans la sablière, les deux bassins anciens occupant toute la surface de son fond. L'auteur a pour cette raison élaboré un projet de construction de deux bassins de filtrage F_3 et F_4 avec quatre-vingts *puits d'infiltration* B_2 (pl. 3). Les bassins sont situés dans le voisinage des anciens bassins F_1 et F_2 et sont fournis d'eau du fleuve provenant de la conduite L_1. L'eau filtrée est dirigée par la conduite à pression naturelle L_3 au puits B_2, est infiltrée dans le sol, sort de nouveau par les puits B_3, s'écoule par le conduit à pression naturelle L_4 vers le puits d'épuisement P_2 et ensuite elle est pompée vers l'usine.

Après l'achèvement de cet ouvrage, commencé en 1909, on calcule que le système d'eaux souterraines se présentera à peu près comme l'indique la coupe transversale schématique de la vallée ci-dessous.

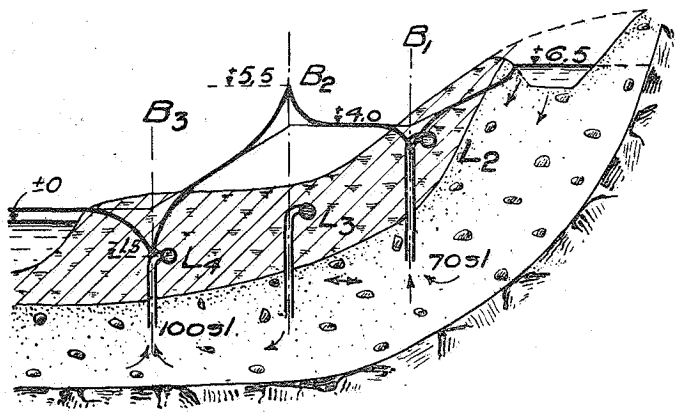


Fig. 64

Malmö.

En 1888, M. J. Jönsson commença une série de forages profonds dans les environs de Malmö. Au cours de ces forages, on étudia aussi un grand nombre de puits tubulaires enfoncés pour des fabriques

et des fermes. Les couches meubles furent constatées être des moraines, des couches de sables et d'argile de profondeur et de nature très variables. Le fond de calcaire, qui, dans le voisinage de la ville, se trouve environ au niveau de la mer, est traversé dans le sens Sud-Ouest au Nord-Est par un couloir profond de plusieurs kilomètres de largeur, dont l'étendue approximative, indiquée par Jönsson, est représentée sur la planche 4. La plupart des puits forés fournissaient de l'eau sous pression artésienne. En 1890, l'auteur fut chargé de faire des explorations définitives sous la direction de l'hydrologue connu A. Thiem, et ces explorations donnèrent les résultats suivants.

Conditions géologiques.

Les premiers forages furent exécutés à Bulltofta (pl. 4), dans le voisinage de l'ancienne usine pour le service d'eau de la ville, laquelle fournissait de l'eau filtrée prise aux rivières de Sege et de Bulltofta. Cinq puits furent creusés jusqu'à la roche calcaire, que l'on rencontra à environ 15 mètres sous la surface du sol. Le premier puits ne traversa que des moraines; dans les autres, on rencontra une couche de sable intermédiaire. Dans cinq puits à Arlöf, un peu plus profonds que les précédents, on ne trouva que des matériaux de moraines. Tous ces puits ne fournirent de l'eau que dans la roche calcaire et en faible quantité.

Enfin, on creusa à Åkarp neuf puits profonds et fournissant une eau abondante. La nature du terrain est indiquée planche 5. Tout en haut, on rencontra une couche de moraine profonde de 10 à 20 mètres çà et là intercalée de sable ou d'argile. Ensuite vinrent des couches de sable pur et d'argile plastique brune, mêlées de-ci de-là du gravier de moraine, ensuite du sable fin en couches profondes et, enfin, une mince couche de sable gros ou de gravier reposant sur la roche calcaire. Pendant le forage, on recueillit de nombreux fragments de lignite et d'ambre jaune. Le gravier du fond se composait en grande partie de morceaux de silex.

Il est à remarquer que seule la couche de sable plus profonde fut rencontrée dans tous les puits. Toutes les couches de sable et d'argile situées plus haut se présentaient très irrégulièrement à des profondeurs variées et en couches de puissance diverse.

La planche 6 montre un profil longitudinal abrégé, passant par les puits de Bulltofta, Arlöf, Åkarp, et une coupe schématique par la vallée souterraine, prise en x-y sur la carte (pl. 4).

Nous essaierons maintenant de faire comprendre, à l'aide de ces explorations, comment on pourrait se figurer le procédé de la formation géologique du sous-sol.

Le fond de calcaire se forma pendant la *période crétacée* et fut soulevé pendant la *période tertiaire* au-dessus du niveau de la mer. Le détroit d'Öresund et les Belts n'étaient pas encore formés à cette époque, et le fleuve puissant qui coulait dans la vallée de la mer Baltique actuelle (p. 229) devait, à mesure que le sol s'élevait, creuser davantage ses embouchures dans la mer. Une de ces embouchures s'ouvrait sur un bras de mer en passant par l'Allemagne du Nord actuelle, mais en même temps se creusèrent les failles traversant la Scanie méridionale et ainsi se forma de ce côté une large vallée fluviale qui, de son orifice d'entrée dans les environs de la ville d'Ystad, s'étendait dans le Nord-Ouest vers Åkarp où elle avait sa sortie. C'est cette vallée d'érosion tertiaire dont nous voyons un plan sur la planche 4 et une coupe transversale sur la planche 6. Là coulait un fleuve énorme, sur le fond duquel se déposa le gros gravier bien lavé qui fut rencontré dans tous les puits d'Åkarp.

Pendant cette période, ainsi que pendant la *période quaternaire*, le fond de calcaire de Scanie s'éleva et s'abaissa alternativement à maintes reprises. Après le dépôt du gravier de fond se produisit un affaissement du sol, la profondeur de l'eau dans le chenal augmenta, la vitesse du courant diminua, du sable et de l'argile se déposèrent. Un relèvement subséquent du sol comprit du terrain au Nord de Romele Klint, laquelle chaîne de hauteurs marque une ligne de failles extraordinairement caractéristiques; la partie méridionale de la Scanie resta à un niveau plus bas; les couches tertiaires du chenal scanien ne furent pas soumises à une érosion considérable et restèrent relativement intactes. Il est cependant évident que toutes les tentatives d'interprétation, quant à ces formations anciennes et jusqu'à présent peu connues, doivent être assez incertaines.

Vint la *période glaciaire*, au cours de laquelle la contrée au Nord de Romele Klint se trouvait beaucoup plus haut que maintenant. Le « landis » s'avança vers le Sud, dépassa Romele Klint et traversa la vallée dont les couches supérieures furent arrachées et plus tard en partie remplacées par des moraines. Ensuite vint une *période interglaciaire* pendant laquelle la couche de moraine fut recouverte de sable interglacial, et, enfin, le *courant de glace baltique* qui, tout en ayant une hauteur moindre que le précédent, suivit en revanche le chenal

dans sa longueur, par suite de quoi son effet érodant fut considérablement augmenté. Les couches de sable interglaciaire furent bouleversées, comme aussi la couche de moraine ancienne et l'argile tertiaire. Lorsque, enfin, la moraine supérieure se déposa, elle était mélangée avec tous les restes anciens qui avaient été transportés à l'état congelé et, de cette façon, avaient en partie conservé leur stratification et leur nature primordiale.

Nous supposons donc que le courant de glace baltique a creusé son lit jusqu'au point indiqué par les lignes pointillées (pl. 5), que les masses de sable et d'argile qui se trouvent au-dessus de cette limite sont des fragments de couches tertiaires et interglaciaires arrachées par la glace et déposées à nouveau, et que les couches de sable et de gravier se trouvant en dessous sont des formations tertiaires intactes.

Enfin citons un forage exécuté dans la carrière de craie de Kvarnby après l'achèvement de l'exploration principale, au cours duquel on trouva que la craie ne repose pas sur la roche calcaire directement, mais sur une couche de gravier de moraine intermédiaire. La montagne de craie est donc tout simplement un rocher erratique qui a suivi le courant de glace baltique venant des formations crétacées de la Scanie du Sud-Est et qui est un témoignage frappant de l'immense puissance d'érosion de la glace.

Conditions hydrologiques.

Dans ce qui précède, il a été dit que les forages de Bulltofta et d'Arlöf donnèrent des résultats peu satisfaisants. Dans les cinq puits de Bulltofta, répartis sur la surface d'un triangle ayant 500 mètres de hauteur et 300 mètres de base, le niveau de l'eau se trouvait en moyenne à 3 mètres au-dessus de la mer, et en épuisant de 3l8 à la seconde, le niveau de l'eau baissa de 1 mètre dans un puits d'observation voisin. Les puits d'Arlöf donnèrent un résultat encore plus mauvais.

Les puits d'Åkarp étaient au nombre de neuf, disposés le long de la ligne de chemin de fer de Malmö-Lund. La nature géologique du sous-sol apparaît dans la planche 5.

Le terrain monte de + 5 près du puits M à + 10.3 en U. L'eau provenant du gros gravier du fond monta dans tous les puits au-dessus du niveau du sol. Le niveau piézométrique en M était de + 11.75, en U de + 11.68, soit environ le même dans les deux puits extrêmes. On peut poser comme valeur moyenne pour tous les puits + 12.1. La direction principale du courant était donc perpendiculaire au chemin

de fer. En O, il y eut un affaissement autour du puits que l'on fut obligé de combler. Les puits se composaient de tuyaux en fer galvanisé ordinaire de 75 millimètres de diamètre et ayant en moyenne une profondeur de 76 mètres.

Dans la période du 7 novembre au 13 décembre 1891, on observa le niveau dans tous les puits : à partir de ce dernier jour jusqu'au 16 février 1892, on épuisa l'eau des puits M. P, R et T; le 17 février, on épuisa également N, Q, S et U. Du 29 mai au 13 juillet, on fit des expériences pour calculer le débit spécifique de chaque puits, après quoi on observa encore le niveau piézométrique le 15 octobre 1892.

La planche 7 donne un aperçu graphique des variations du niveau et du débit dans les puits S et T. La ligne supérieure indique le niveau piézométrique, la ligne moyenne le débit, la ligne inférieure le niveau de la mer qui n'a exercé aucune influence appréciable.

L'évaluation du débit que l'on peut obtenir entre M et U était basée sur le raisonnement suivant, approximativement juste.

Si tous les puits sont considérés comme un système de puits ou comme un seul puits avec plusieurs ouvertures de sortie, on peut, sur ce système, appliquer la même loi qui régit un seul puits, savoir que leur débit total augmente proportionnellement à l'abaissement du niveau dans le système.

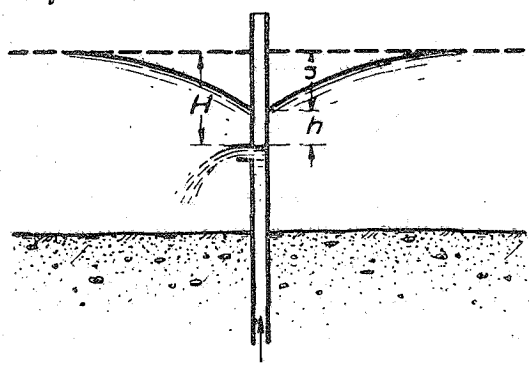


Fig. 65.

Si, par conséquent, le niveau entre M et U est abaissé en moyenne de S mètres, le débit qu'on pourra obtenir entre M et U sera

$$Q = c \cdot S,$$

où c = le débit spécifique du système de puits.

Plus on aura de puits neufs, épuisés entre M et N, c'est-à-dire plus on aura d'ouvertures de sortie en activité, plus S et Q augmenteront.

Le débit de chaque puits augmente en proportion de la hauteur du niveau abaissé de l'eau au-dessus du *niveau d'afflux* du puits (fig. 66), et on l'évalue selon l'équation

$$q = b \cdot s,$$

où b = le débit spécifique du puits.

Le niveau d'afflux se trouve à h mètres au-dessus du *niveau d'écoulement*, c'est-à-dire du niveau de l'eau dans le tuyau; h représente par conséquent la perte de charge lors de l'écoulement de l'eau par le tuyau.

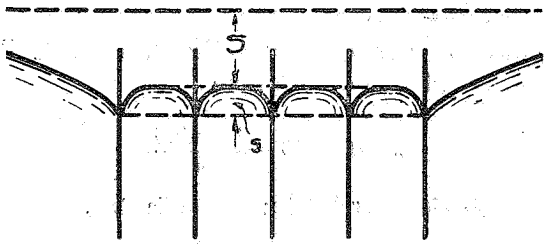


Fig. 66.

Le niveau de l'écoulement du puits ou le niveau de l'eau dans le tuyau peut être réglé à l'aide de la soupape v sur le tube de sortie. Si la soupape est entièrement ouverte, le niveau de l'eau ne se trouve au-dessus de l'ouverture qu'autant qu'il est nécessaire pour donner à l'eau sa vitesse d'écoulement; si la soupape est en partie ouverte, comme l'indique la figure 67, le débit diminuera et l'eau montera à un niveau un peu plus élevé; enfin, si la soupape est entièrement fermée, l'eau montera au niveau qui prévaut dans tout le système, c'est-à-dire un niveau qui se trouve à S mètres au-dessous du niveau piézométrique original.

Si un puits, qui pendant un long temps a fourni une quantité d'eau constante q, est subitement fermé, l'eau montera donc dans le tube H $= h + s$ mètres. Pour calculer le débit spécifique b du puits on ne peut se servir de la différence du niveau observée H, mais on est obligé d'en tirer la perte de charge h; la différence

$$s = \mathrm{H} - h$$

est l'abaissement véritable du niveau de la nappe artésienne, lequel doit être introduit dans l'équation

$$q = b \cdot s.$$

Nous relaterons d'abord les expériences faites pour évaluer le débit spécifique de chaque puits à part.

De chaque puits on épuisa l'eau pendant trois périodes, et le niveau d'écoulement fut réglé à l'aide de la soupape v. Lorsqu'on eut trouvé q constant, la soupape fut fermée et la surface de l'eau fut observée après quelques heures lorsqu'elle avait fini de monter. De la valeur observée de H on tira alors la valeur de h, évaluée selon la formule connue :

$$h = \left(1 + u + m\frac{l}{d}\right)\frac{v^2}{2g},$$

où u = le coefficient de contraction de l'afflux de l'eau dans le puits, qu'on peut poser ici = 0.5.

m = le coefficient de friction pour l'écoulement de l'eau par le puits, calculé selon la formule de Darcy :

$$m = 0{,}01989 + \frac{0{,}0005078}{d}$$

l = longueur du tube; d = diamètre.

Ainsi il a été trouvé que lorsque le puits S eut été fermé, après avoir fourni pendant douze heures un débit constant de 3.3 ls., le niveau de l'eau dans le tube monta de 1^m09. La profondeur du puits était de 74^m2, son diamètre = 0^m075. Le calcul donna

$$h = 0^m79$$
$$\therefore s = 1^m09 - 0^m79 = 0^m3.$$

Le débit spécifique du puits fut tiré de l'équation

$$3{,}3 = 0{,}3 \,.\, b$$
$$\therefore b = 11 \text{ ls.}$$

Lors de l'essai suivant,

$$q = 5 \text{ ls}$$
$$H = 2^m09$$
$$h = 1{,}79$$

s fut donc comme dans le cas précédent

$$S = 0^m3 \quad \text{et} \quad b = \frac{5}{0{,}3} = 16{,}7 \text{ ls.}$$

Ces deux résultats divers ne parurent donc pas fournir de preuve convaincante de la justesse du principe souvent énoncé, que le débit

d'un puits artésien augmente proportionnellement à l'abaissement de la surface de l'eau.

Dans la troisième expérience, on trouva

$$q = 6 \text{ ls.}$$
$$H = 2^{m}58$$
$$h = 2{,}57$$
$$\therefore s = 0{,}01$$
$$\text{et} \quad b = \frac{6}{0{,}01} = 600 \text{ ls. !}$$

Il apparut ainsi avec certitude que le calcul de h a donné de trop grandes valeurs, et que par suite s avait été évalué trop bas et b trop haut.

Pour le contrôle de la formule employée, on fit alors des expériences, au cours desquelles dans chaque puits on vissa un tube de 38 millimètres, lequel fut enfoncé jusqu'au fond du tube extérieur et ensuite servit de puits d'essai (fig. 67). Par une branche également vissée, on observa le niveau de l'eau dans le tube extérieur, et en comparant son niveau avec celui de l'eau dans le tube intérieur, c'est-à-dire le puits d'essai, on trouva la valeur de h correspondant à la perte de charge dans un puits de 38 millimètres de diamètre.

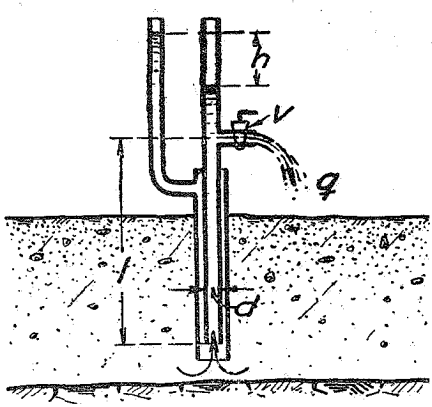


Fig. 67.

En comparant les valeurs de h calculées selon la formule de Darcy, on trouva, comme résultat moyen de vingt essais dans divers puits, que la valeur véritable de h n'était que de 55 % de la valeur calculée.

Les chiffres obtenus pour le puits S furent alors corrigés de la façon suivante :

$$\text{Pour } q = 3{,}3 \text{ ls et } H = 1^{m}09$$
$$h = 0{,}55 \times 0{,}79 = 0^{m}43$$
$$s = 1{,}09 - 0{,}43 = 0^{m}66$$
$$b = \frac{3{,}3}{0{,}66} = 5 \text{ ls.}$$

$$\text{Pour } q = 5 \text{ ls et } H = 2^{m}09$$
$$h = 0{,}55 \times 1{,}79 = 0^{m}99$$
$$s = 2{,}09 - 0{,}99 = 1^{m}1$$
$$b = \frac{5}{1{,}1} = 4{,}55 \text{ ls.}$$

$$\text{Pour } q = 6 \text{ sl et } H = 2^{m}58$$
$$h = 0{,}55 \times 2{,}57 = 1^{m}41$$
$$s = 2{,}58 - 1{,}41 = 1^{m}17$$
$$b = \frac{6}{1{,}17} = 5{,}13 \text{ ls.}$$

Comme valeur moyenne de ces résultats assez concordants, on trouva pour le puits S

$$b = 4{,}9 \text{ ls.}$$

De la même façon on évalua la capacité spécifique des autres puits et l'on obtint comme valeur moyenne générale

$$b = 2{,}7 \text{ ls.}$$

Dans le dernier mois de la période 13 décembre 1891-16 février 1892, on avait pris aux puits M, P, R et T une quantité d'eau constante de 16.7 sl en tout. Le niveau dans les autres puits avait en moyenne diminué de + 12.1 à + 10.95, soit de $1^{m}15$.

Le débit spécifique du système de puits était donc

$$\frac{16{,}7}{1{,}15} = 14{,}5 \text{ ls.}$$

Vers la fin de la période 17 février-29 mai 1892, on puisa à tous les puits une quantité constante de 24.6 sl. L'abaissement du niveau de la nappe entre M et U fut calculé ainsi que pour chaque puits spécial on détermina les valeurs h et s correspondant au débit q et au débit spécifique b, c'est-à-dire la différence de hauteur H entre le

niveau d'écoulement du puits et le niveau d'eau souterraine abaissé, lequel fut trouvé être en moyenne + 10,19. L'abaissement avait alors été de

$$12^{m}1 - 10^{m}19 = 1^{m}91$$

et la capacité spécifique du système de puits fut de

$$\frac{24,6}{1,91} = 12,9 \text{ sl.}$$

Si par précaution on suppose que la capacité du système de puits est de 12 sl, on obtient, au cas où la surface de l'eau entre M et U s'abaisse au niveau de la mer, ou en chiffres ronds de 12 mètres, un débit de

$$12 \times 12 = 144$$ *litres à la seconde ou environ 12,400 mètres cubes par vingt-quatre heures.*

L'installation définitive ne fut pourtant pas faite à Åkarp, mais le long de la rivière de Torreberga (pl. 4), où le niveau piézométrique s'élevait jusqu'à + 24. L'eau est recueillie par des puits artésiens de 100 millimètres de diamètre et s'écoule sous pression naturelle vers l'usine de Bulltofta, où elle est aérée et filtrée et ainsi débarrassée du fer et de l'acide sulfhydrique. Dans l'avenir, le niveau de l'eau peut s'abaisser par épuisement aussi profondément qu'à Åkarp, c'est-à-dire au niveau de la mer. L'installation, achevée en 1900, a fonctionné d'une façon parfaite, avec une consommation journalière maximum de 11 000 mètres cubes.

Au point de vue de la qualité, l'eau présente certaines ressemblances avec l'eau artésienne de Gothembourg, mais contient une plus grande proportion de chaux et de fer. Le degré de dureté est = 14, la teneur en chlore environ 150 milligrammes, la teneur en ammoniaque 0^{mgr} à $0^{mgr}8$, la teneur en fer (carbonate d'oxydule de fer) 10 milligrammes, la température + 9° C. Après purification, il ne reste que des traces de fer et l'eau est excellente tant pour les besoins domestiques que pour ceux de l'industrie.

Upsala.

En 1875 fut établie la distribution d'eau potable d'Upsala, d'après les plans de feu le colonel J.-G. Richert. Son eau, qui est renommée pour sa pureté extraordinaire, est prise à des sources qui sourdent au

pied du géant « ose » d'Upsala, et une chute d'eau dans la rivière de Fyris, au centre de la ville, actionne la machine à pomper qui relève l'eau de source vers le réservoir placé au haut de l' « ose ». Aucun service d'eaux potables suédois n'a été installé dans des conditions techniques et hygiéniques plus favorables.

Pendant les premières années de ce service, on ne mit à contribution que la source de Saint-Erik (E sur le plan, pl. 8), dont l'eau était dirigée sous pression naturelle vers la station de pompage P située en aval du barrage D. Ensuite la prise d'eau fut étendue à la Sandkällan, S, source qui sourd à environ 500 mètres au Nord des limites de la ville. Lorsque ces deux sources ne furent plus suffisantes pour satisfaire aux besoins d'eau potable, on établit une conduite d'aspiration aux puits tubulaires A. En 1902, on fonça, après une exploration conduite par l'auteur, un nouveau puits en B.

Toutes ces sources et ces puits appartiennent à un courant d'eau souterraine coulant le long de l' « ose » d'Upsala.

L'ose d'Upsala est un des plus grands oses à pierres roulées de la Suède. Il se compose de couches de sable et de gravier dont les grains lisses et arrondis témoignent clairement qu'ils ont été jadis travaillés et roulés par de l'eau courante. L'ose s'est formé par le dépôt du gravier provenant d'un fleuve de glacier, lequel a coulé sous la nappe de glace fondante, et plus tard ses flancs ont été en partie recouverts d'argile de la *fin de la période glaciaire* et de la *période post-glaciaire*. Après que la contrée s'est soulevée au-dessus de la mer, du sable post-glacial du sommet de l'ose a été lavé et charrié sur la couche d'argile avoisinante (fig. 68).

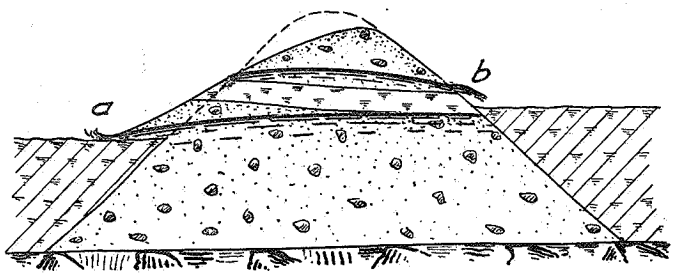


Fig. 68.

Un ose à pierres roulées de ce genre, s'enfonçant à plus de 100 mètres de profondeur en dessous du niveau du sol environnant (p. 325), agit comme un drain immense, dans lequel convergent les

filets d'eau souterraine de la contrée, en un courant collecteur coulant dans le sens de l'ose. Le niveau de l'eau dans l'ose est avant tout déterminé par le niveau de l'embouchure qui forme le point le plus haut du courant. Plus on remonte le courant et plus s'élève le niveau de l'eau souterraine dont la pente dépend de la vitesse du courant et de la porosité du sable. Si la surface de l'eau souterraine surmonte en un point quelconque la couverture d'argile environnante, il se forme une source (*a* sur la fig. 68).

Souvent le sable n'est pas bien homogène, et par-ci par-là il se trouve des couches minces de sable fin et argileux, et de cette façon il se forme un « étage supérieur » avec de petites sources en *b*.

L'ose d'Upsala apparaît fort au-dessus du niveau du sol sur la rive Est de la rivière Fyris, passe ensuite en dessous de la couche d'argile et reparaît de nouveau à l'Ouest de la rivière (pl. 8), d'abord comme un banc de sable étendu et ensuite comme une hauteur dominante que l'on peut suivre jusqu'à Ultuna, où elle disparaît de nouveau sous la rivière. On peut se faire une idée de sa puissance en comparant le sommet de l'ose à F, qui se trouve à 41 mètres au-dessus de la surface de la rivière en aval du barrage, avec le puits foré *c* près de la station de pompage, où le flanc de l'ose a été rencontré sous une couche d'argile de 100 mètres de profondeur. La hauteur totale de l'ose serait *au moins de 150 mètres*.

A Ultuna, où la rivière Fyris ne gèle jamais, l'eau souterraine se déverse évidemment dans la rivière. Près de l'hôpital d'Upsala (H sur pl. 8), une source apparaît dont la surface libre se trouve à $2^{m}5$ au-dessus de la rivière. Dans le puits foré *c*, le niveau de l'eau est à $+ 5^{m}6$, et au même niveau se trouve la surface libre de l'eau de la source Saint-Erik. La surface libre de l'eau de la source de Sandkällan se trouve à $+ 4^{m}9$ au-dessus de la Fyris.

Le courant d'eau souterraine a une surface libre entre son embouchure et la source de Sandkällan, et probablement aussi à l'Est de la Fyris, mais il est sous pression artésienne au croisement de la rivière. Les conditions hydrologiques sont indiquées par des profils longitudinaux sur la planche 9.

Les sources de Sandkällan, de Saint-Erik et de l'Hôpital appartiennent toutes au type *a* et forment, par conséquent, des déversoirs du courant principal de l'ose. En même temps apparaissent à l'intérieur et en dehors de la ville une foule de petites sources du type *b*, dont le débit est variable et peut, en certaines saisons, descendre à O.

Lors de l'exploration entreprise en 1902, on ne fit aucun épuisement d'essai et cela pour les raisons suivantes :

L'extension du service des eaux avait en vue une consommation quotidienne de 5 000 mètres cubes d'eau. Les sources et puits dont disposait le service à cette époque fournissaient 3 500 mètres cubes, et de la source de l'Hôpital venaient 1 400 mètres cubes. Si donc le niveau de l'eau souterraine était, par l'épuisement du nouveau puits B, abaissé au point que la source de l'Hôpital cessât de couler, la capacité journalière du service d'eau augmenterait à 4 900 mètres cubes ou de près de la quantité nécessaire. Mais cette source, de même que les deux autres, n'est, selon ce qui précède, qu'un déversoir partiel d'un courant souterrain évidemment de très grande puissance. Et d'ailleurs, il y avait ici un fait d'une grande importance, savoir la possibilité d'augmenter artificiellement le débit du courant. Le niveau de la nappe, au croisement de l'ose et de la Fyris en amont de la ville, est actuellement plus élevé que le niveau de l'eau de la rivière, de sorte que l'eau de la source de Sandkällan peut avoir une sortie libre avec une chute de 2 mètres. Si, dans l'avenir, le débit naturel de l'ose est capté entièrement, de sorte que le niveau de l'eau de Sandkällan s'abaisse au niveau de l'embouchure à Ultuna, c'est à dire à — 0, elle se trouvera en revanche sous la surface de l'eau de la Fyris, en amont du barrage, et *l'eau de la rivière pourra être dirigée dans l'ose*. En installant des bassins d'infiltration, on peut, de cette façon, s'assurer un débit suffisant à jamais; et une eau de rivière, introduite dans une couche filtrante profonde de 100 mètres à une distance de 1 000 mètres de la station de pompage, ne peut manquer d'être entièrement amendée.

Le puits B fut donc enfoncé sans épuisement d'essai préalable et fournit, à une profondeur de 6 mètres, 60 litres par seconde, grâce à quoi il suffit seul aux besoins de la ville. Selon les renseignements fournis, on n'a pu remarquer aucun abaissement du niveau de l'eau souterraine dans l'ose. L'eau est stérile, non ferrugineuse et de qualité supérieure.

Gefle.

En 1895, on abandonna le vieux service d'eaux de Gefle à la rivière de Gafle, et l'on installa une usine nouvelle avec des puits près de la rivière de Testebo (pl. 10). L'eau provient de l'ose de *Sätra*, un ose de pierres roulées relativement peu important, ayant 200 à

300 mètres de largeur et une profondeur d'eau de 5 à 20 mètres. Le service d'eau fut projeté pour 8 000 mètres cubes par jour.

L'ose s'étend dans la direction du Sud-Ouest au Nord-Est, et est traversé près de la ville par les rivières de Gafle et de Testebo. La première a été barrée à une hauteur de 10 mètres en aval du croisement de l'ose, la seconde est au niveau de la mer.

Au point de vue géologique, il n'y a rien de spécialement intéressant. L'ose de Sätra est un ose à *pierres roulées* typique, déposé sur une *moraine* et ensuite en partie recouvert d'argile post-glaciale (fig. 69).

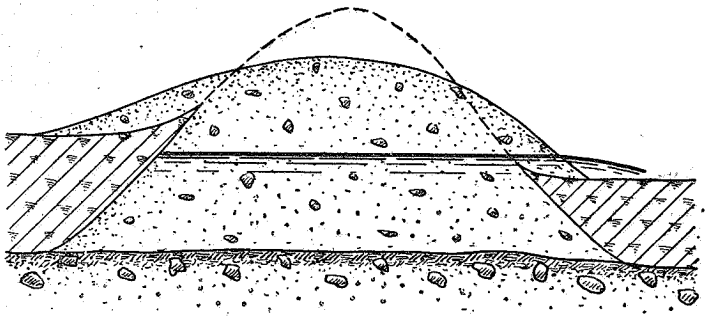


Fig. 69.

La pente du courant d'eau souterraine est indiquée par le profil longitudinal de la planche 11. Au croisement de la rivière de Gafle, le niveau de l'eau souterraine se trouve à 6 mètres en dessous du niveau de la rivière et à 3 mètres au-dessous de son fond. Lorsque le puits foré au bord de la rivière fut descendu à quelques décimètres dans l'eau souterraine, on procéda à quelques heures de pompage; après, la température de l'eau fut trouvée mesurer + 15° C., tandis que la température de la rivière était + 23° C. Après que le puits eût été descendu à 3 mètres de plus, on obtint une eau ayant une température de + 9°. Cette circonstance semble indiquer que l'eau souterraine reçoit ici un afflux venant de la rivière. Le fond de la rivière est situé à plusieurs mètres au-dessus du niveau de l'eau souterraine, par suite de quoi aucune communication hydraulique directe n'existe, mais l'eau de la rivière s'écoule par les pores du fond et va rejoindre sous forme de filets la nappe souterraine. Par suite de la nature du gravier, en partie formé de très gros grains, cette infiltration se fait très rapidement et, par suite, les couches supérieures de l'eau souterraine montraient une température notablement élevée. En hiver, c'est probablement le con-

traire qui a lieu, en ce sens que l'eau froide de la rivière produit un refroidissement de l'eau souterraine.

Dans quelle mesure cette infiltration agit sur le débit du courant d'eau souterraine est une chose difficile à déterminer sans des observations demandant beaucoup de temps. Probablement la quantité d'eau infiltrée varie-t-elle avec la nature du fond, laquelle change à la suite de dragages, etc., souvent répétés.

Dans le voisinage du forage déjà mentionné, on creusa un puits de planches dans lequel on fit un épuisement d'essai pendant seize jours. Le niveau de l'eau du puits descendit de $2^{m}7$, et le puits fournit, après quelques jours, un débit constant de 30 ls. Dans un forage à 10 mètres du puits, le niveau de l'eau baissa de $0^{m}1$; à 20 mètres du puits, le niveau de l'eau ne fut pas modifié. Si l'on suppose que la limite d'abaissement se trouvait à 15 mètres du puits, 30 ls. mettraient à contribution une largeur de courant de 30 mètres, et le débit de la nappe serait donc de 1 ls. par mètre de largeur du courant, ou, en tout, au moins 200 ls.

Un nouvel épuisement d'essai fut fait dans un puits en planches à quelques mètres de la rivière de Testebo. Le but de ce voisinage était d'étudier la tendance de l'eau de la rivière à traverser la couche de gravier.

Pendant l'épuisement, lorsque le niveau de l'eau dans le puits descendit de $1^{m}5$, l'eau pénétra en jets énergiques à travers les ouvertures entre les planches. On pouvait alors observer la différence entre l'afflux venant probablement de la rivière et celui provenant certainement de l'eau souterraine. Le premier jour on mesura la température de l'eau venant du côté de la rivière qui fut trouvée être de $+ 14^{\circ}$, tandis que l'eau de la rivière donna $+ 15^{\circ}5$; la température de l'afflux venant du côté Ouest du puits n'était que de $+ 7^{\circ}$. Lorsque je visitai cet endroit, le 1er septembre, jour où le pompage fut poussé à 70 ls. avec une dépression dans le puits de $1^{m}7$, la température aux quatre coins du puits fut : du côté de la rivière respectivement de 9° et $10^{\circ}5$ et du côté opposé 7°.

Ce résultat démontre clairement que l'infiltration de la rivière avait déjà commencé à diminuer et permet de conclure qu'après un temps assez long d'épuisement ininterrompu, le fond de la rivière serait rendu tellement imperméable, *qu'aucune goutte d'eau de la rivière ne pourra pénétrer dans le puits.*

Le résultat concorde d'ailleurs entièrement avec l'expérience qu'on a acquise dans un grand nombre de villes qui ont basé leur service

d'eau sur le filtrage dit naturel. Seulement dans des cas très rares, on a pu, pendant un temps plus long, utiliser l'eau d'une rivière par le moyen de puits creusés le long de la rivière. En règle générale, le lit de la rivière a été complètement obstrué par des vases défiltrées de l'eau, après quoi les puits n'ont fourni que de l'eau souterraine.

A cela on pourrait peut-être répliquer que puisque l'eau impure de la rivière Gafle, comme on en a la preuve, pénètre dans l'ose, il est à craindre que la même chose ne se produise aussi à la rivière de Testebo, ce qui rendrait plutôt illusoire le bénéfice de l'installation de l'usine d'eau en ce dernier point. Mais la rivière Gafle coule avec une vitesse considérable et débarrasse ainsi assez régulièrement son lit des dépôts de vase. La rivière de Testebo communique, au contraire, directement avec la mer et coule, en général, très lentement, par suite de quoi son fond ne peut, à la longue, être libre de dépôts. Le fait que l'eau souterraine traverse sans obstacle le lit de la rivière ne doit pas être considéré comme une preuve que ce lit laisse également l'eau de la rivière passer en sens inverse. L'eau souterraine est absolument pure et sa vitesse d'écoulement est suffisante pour soulever et entraîner les particules de vase retombées au fond de la rivière. Mais dès que la direction du courant change, c'est-à-dire descend de la rivière à travers la couche de gravier, celle-ci agit comme un filtre ordinaire pour l'eau impure et partage bientôt le sort de tous les filtres qui, au bout d'un certain temps, cessent de fonctionner à moins d'être curés.

Pour cette raison, il était évident que même un puits creusé dans le voisinage de la rivière de Testebo devait, au bout d'un temps relativement court, fournir uniquement de l'eau souterraine, et point, comme on aurait pu le craindre, de l'eau filtrée de la rivière de Testebo.

D'ailleurs, il doit être remarqué ici que tant que les besoins de la ville sont inférieurs à la capacité du courant d'eau souterraine, la rivière continuera, même après l'installation du service d'eau, à recevoir de l'eau souterraine, bien que naturellement une quantité moindre que précédemment. Si le puits ou les puits sont disposés assez loin du rivage pour que la dépression ne s'étende pas jusqu'à la rivière, le courant d'eau souterraine qui se trouve en aval de la limite de dépression doit continuer, bien qu'avec une vitesse réduite, à s'avancer vers la rivière et à remonter à travers son lit.

L'épuisement d'essai donna les résultats suivants :

Au bout de neuf jours de pompage ininterrompu, la surface de l'eau dans le puits baissa de $1^{m}5$ pour un débit d'eau épuisé de 45 litres par seconde. A 20 mètres du puits, le niveau de l'eau resta invariable.

L'épuisement ayant cessé, la surface de l'eau souterraine remonta en quelques minutes à son niveau originel.

Cependant il ne faut pas oublier ici que le puits ne fournissait pas encore uniquement de l'eau souterraine, mais qu'une partie d'eau de la rivière y pénétrait toujours. A l'aide des données de température, on peut de la façon suivante se rendre compte de la composition de l'eau du puits :

La température de la rivière, au dernier jour d'épuisement, était + 14°5. Pendant la première journée d'observation, lorsque l'eau de la rivière pouvait encore presque sans résistance pénétrer dans le puits, sa température baissa pendant cette infiltration de 1°5. Si l'on suppose que le même refroidissement avait lieu continuellement, l'eau de la rivière arriverait au dernier jour au puits à une température de 14°5 — 1°5 = 13°. L'eau souterraine indiquait toujours 7° et l'eau puisée au puits 8°5, et, par conséquent, si le débit de l'eau souterraine est désigné par x,

$$x \,.\, 7 + (45 - x)\, 13 = 45 \times 8{,}5$$

d'où on tire

$$x = 35 \text{ ls.},$$

ce qui, en supposant la largeur active du courant 35 mètres, correspond ici aussi à 1 l. par mètre de largeur du courant ou, en tout, environ 200 ls.

Au point de vue de la quantité, ce résultat ne laisse rien à désirer. Le débit peut être considéré comme entièrement suffisant, même pour les besoins accrus d'un lointain avenir.

Si d'ailleurs, par suite de circonstances que l'on ne peut guère prévoir en ce moment, le débit *naturel* de l'ose allait devenir insuffisant, on aurait un moyen efficace de l'augmenter *artificiellement*. J'ai en vue ici la grande sablière creusée dans l'ose près de la rivière Gafle (S sur la pl. 10). Son fond peut, à peu de frais, être aplani à un niveau se trouvant à plusieurs mètres *au-dessus de l'eau souterraine*, mais en même temps *inférieur à la rivière Gafle*.

Si l'on introduit dans cette tranchée de l'eau de la rivière, on aura un *filtre* excellent dont la capacité ne peut guère être inférieure au besoin total de la ville; et comme en outre ce filtre se trouve à plus d'un kilomètre de l'usine, il est évident que l'eau aura le temps dans ce parcours d'être entièrement débarrassée de toutes les impuretés et acquérir la même température égale et toutes les autres excellentes

qualités qui caractérisent l'eau souterraine naturellement infiltrée de l'ose de Sätra.

L'installation définitive se compose d'un puits d'épuisement B de 3 mètres, à fond ouvert (voir pl. 10), ainsi que de quelques puits tubulaires de 0m15 de diamètre. En pompant 110 ls., le niveau de l'eau dans le puits d'épuisement baisse au plus de 2 mètres. La température de l'eau est de + 7° C. et ses autres excellentes qualités n'ont pas changé.

Les installations ci-dessus décrites offrent des exemples typiques des conditions diverses dans lesquelles les villes suédoises se fournissent d'eau souterraine. L'auteur a exécuté des explorations hydrologiques pour trente-trois villes suédoises, dont vingt-six ont été fournies d'eau souterraine.

Örebro, Borås, Halmstad, Vesterås, Söderhamn, Falun, Södertelje, Luleå, Sala, Lidköping, Hudiksvall et Karlshamn reçoivent leur eau d'*oses à pierres roulées* ou de moraines frontales semblables à des oses.

A Helsingborg, Oscarshamn, Hjo, Ulricehamn, Linköping, Falkenberg et Engelholm, les couches aquifères se composent de *sable post-glaciaire;* à Skara, Kalmar, Alingsås, Landskrona, Vestervik, Vimmerby, de *sable de la fin de l'époque glaciaire;* à Lund, Trelleborg et Ystad, de *sable de la fin de l'époque glaciaire* reposant sur *roche calcaire.* A Visby, qui est la seule ville où l'eau souterraine se trouve uniquement dans la roche calcaire, les explorations ne sont pas achevées.

A Luleå et Karlshamn, le débit de l'eau souterraine est augmenté par « filtrage naturel »; à Sala et Falun, on a recours à des bassins d'infiltration. A Örebro, Borås, Vesterås, Karlshamn, Helsingborg, Oscarshamn et Linköping, on aura probablement, dans un avenir peu éloigné, besoin de bassins de ce genre.

Malgré les conditions géologiques défavorables régnant, en général, dans la Suède, on a donc réussi à fournir d'eau souterraine la plupart des villes grandes et moyennes. Ceci a été possible en premier lieu, naturellement grâce à ce fait que la population des villes est relativement petite, mais en partie aussi à ce que le besoin, cette « mère des inventions », a fait paraître sur une assez vaste échelle l'application de la méthode ci-dessus décrite, d'*augmenter par infiltration artificielle le débit des courants d'eau souterraine.*

TABLE DES MATIÈRES

Pages.

AVANT-PROPOS 221
INTRODUCTION 223
Origine des eaux souterraines 223
Division du mémoire 224

CHAPITRE PREMIER.

Formation géologique de la Suède.

Aspect topographique. 225
Histoire géologique 226
Dislocation de l'écorce; décomposition de la surface 227
La Suède à l'époque tertiaire 228
Première période glaciaire 229
Période interglaciaire. 232
Seconde période glaciaire. Mer à Yoldia 233
Exhaussement post-glaciaire. Période à Ancylus. 235
Affaissement post-glaciaire, Période à Littorina 237
Dernier relèvement récent 237
Répartition des roches et des couches en Suède 238
Valeur des diverses formations au point de vue hydrologique. 239

CHAPITRE II.

Hydrologie.

Historique 242
Formation de l'eau souterraine. 245
Différentes sortes de courants souterrains. 246
Nature des eaux souterraines 249
Explorations hydrologiques 252
Exploration préliminaire. 253

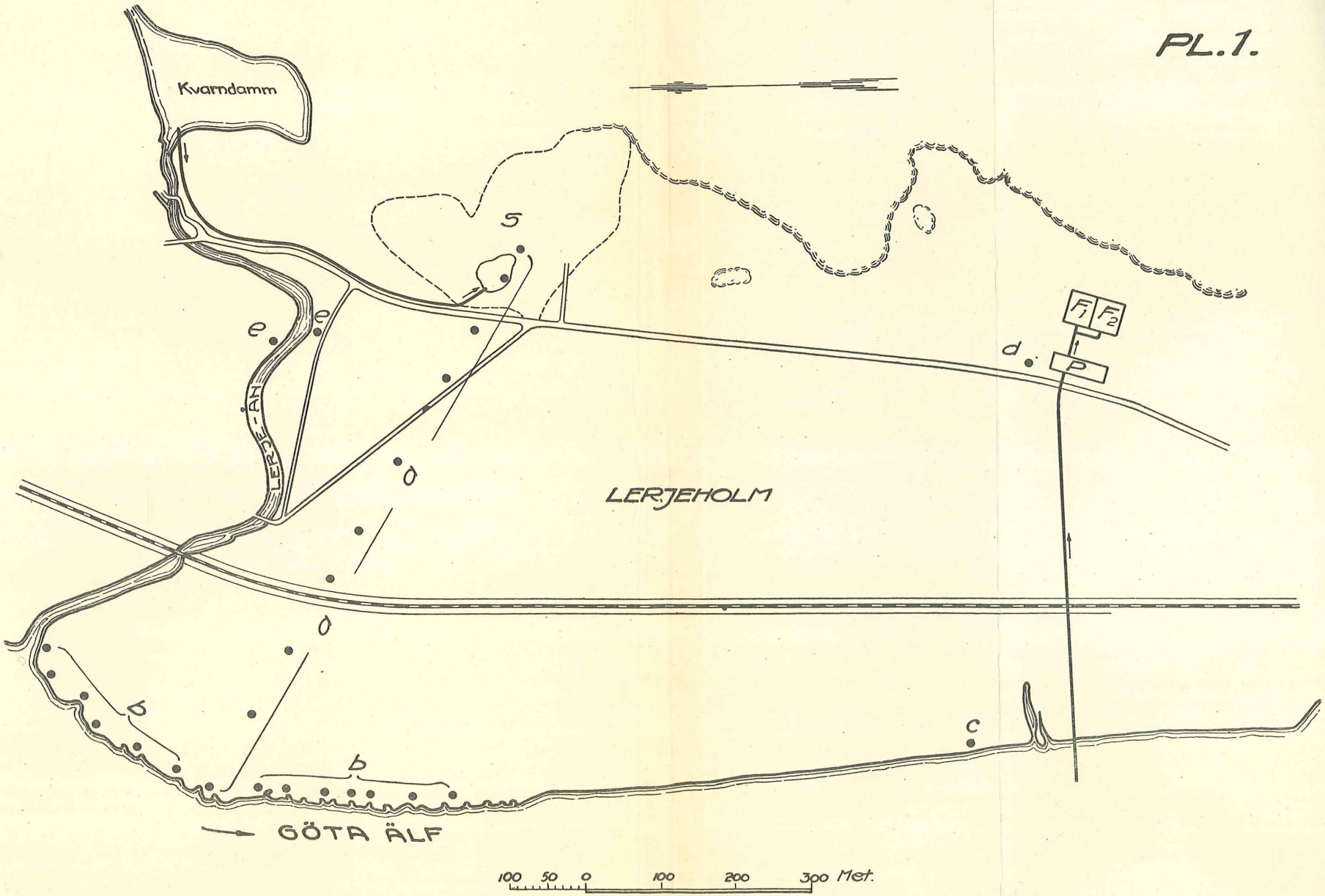
Explorations définitives 255
Étude de la direction et de la section d'un courant 255
Mesure du débit 258
Mesure de la vitesse 258
Évaluation de la vitesse 260
Calcul du débit par l'observation de l'abaissement du niveau de l'eau à un épuisement d'essai 276
Nappe libre indépendante du récipient 279
Nappe libre, endiguée par le récipient 282
Nappe artésienne 283
Calcul du débit par l'observation de l'élévation de l'eau lors d'une infiltration artificielle 289
Création d'eaux souterraines artificielles 295

CHAPITRE III.

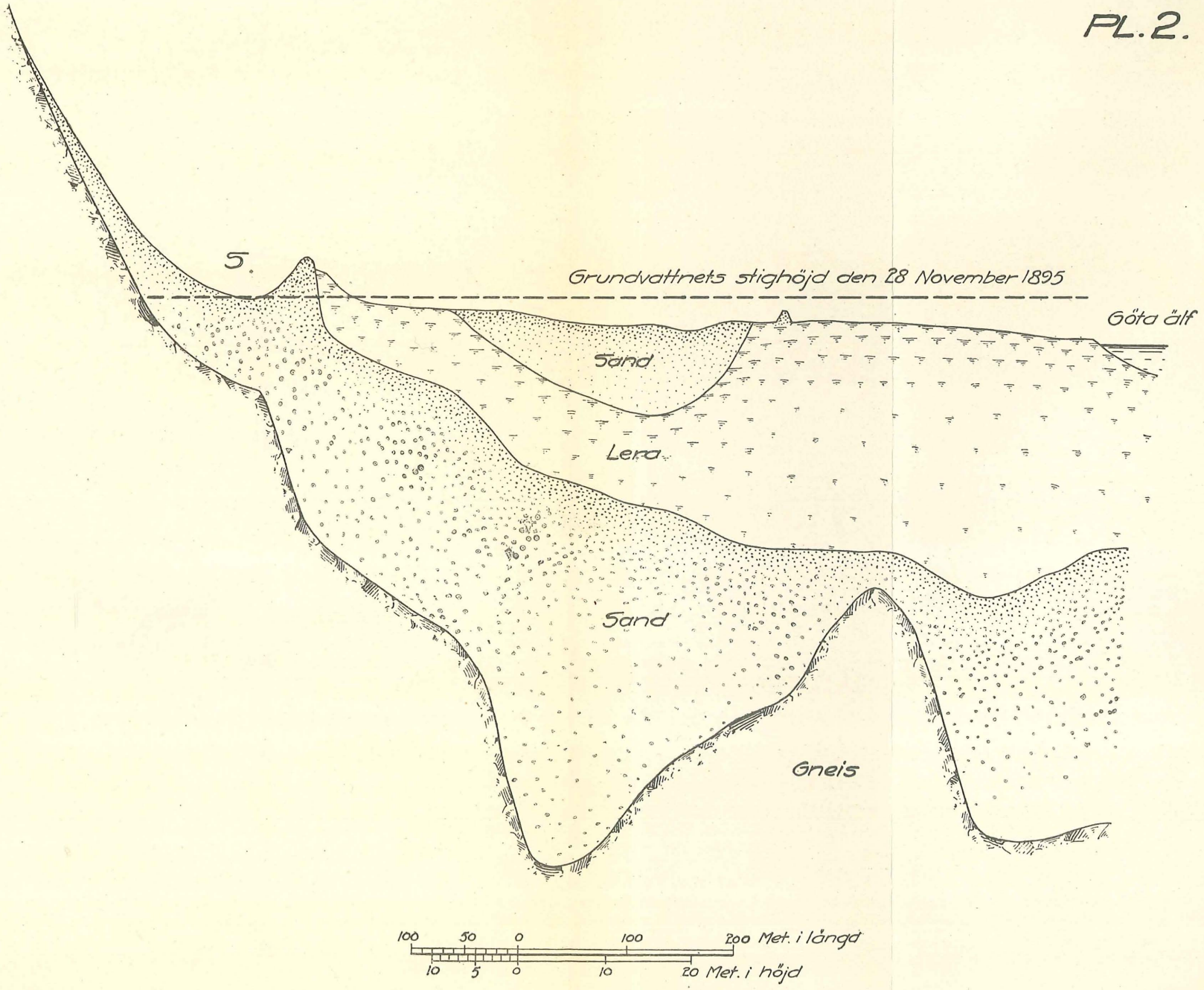
Exemples de distributions d'eau.

Gothembourg 305
Conditions hydrologiques 309
L'eau souterraine naturelle 310
La fabrique d'eau souterraine. 313
Malmö 314
Conditions géologiques 315
Conditions hydrologiques 317
Upsala 323
Gefle. 326

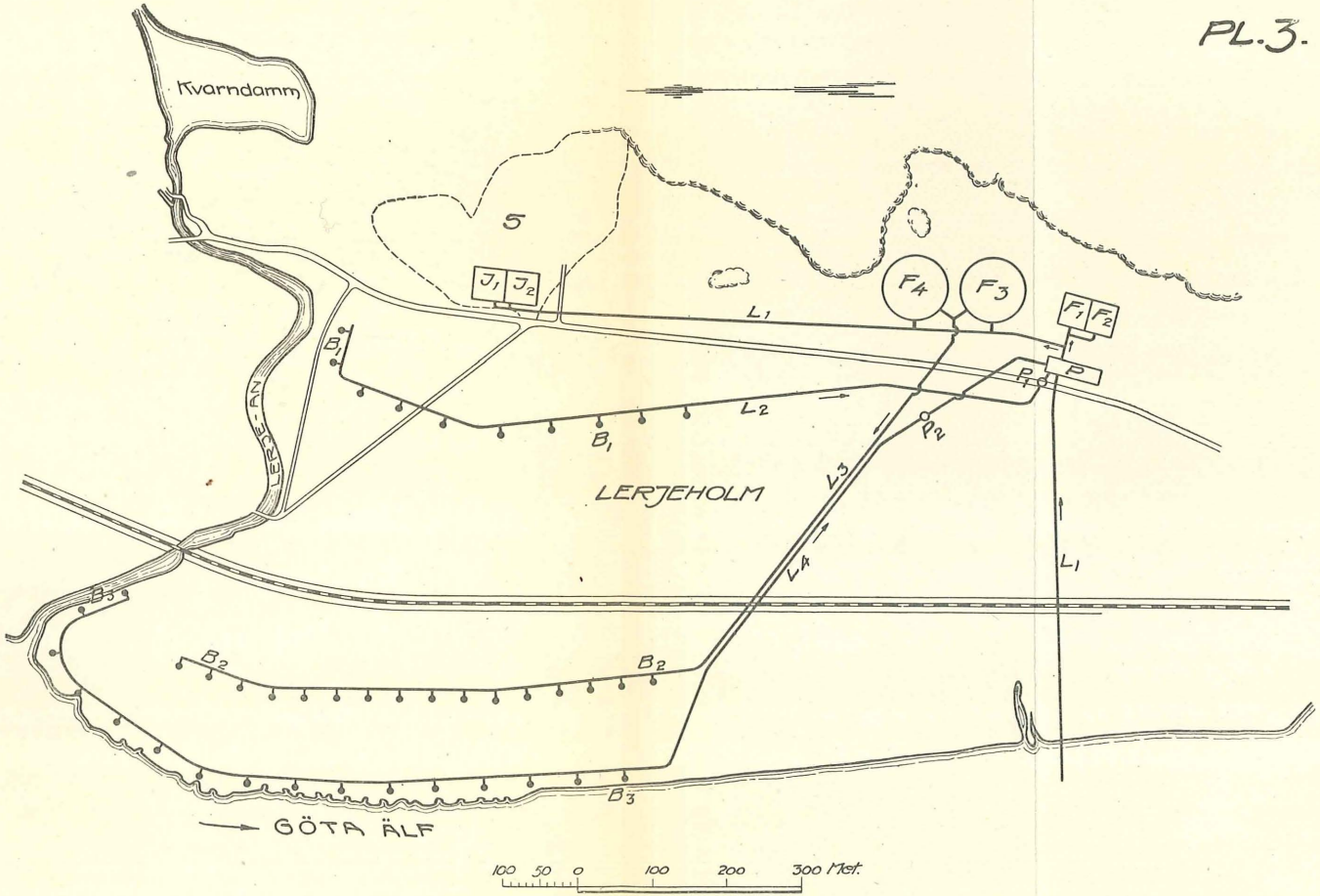
PL. 1.

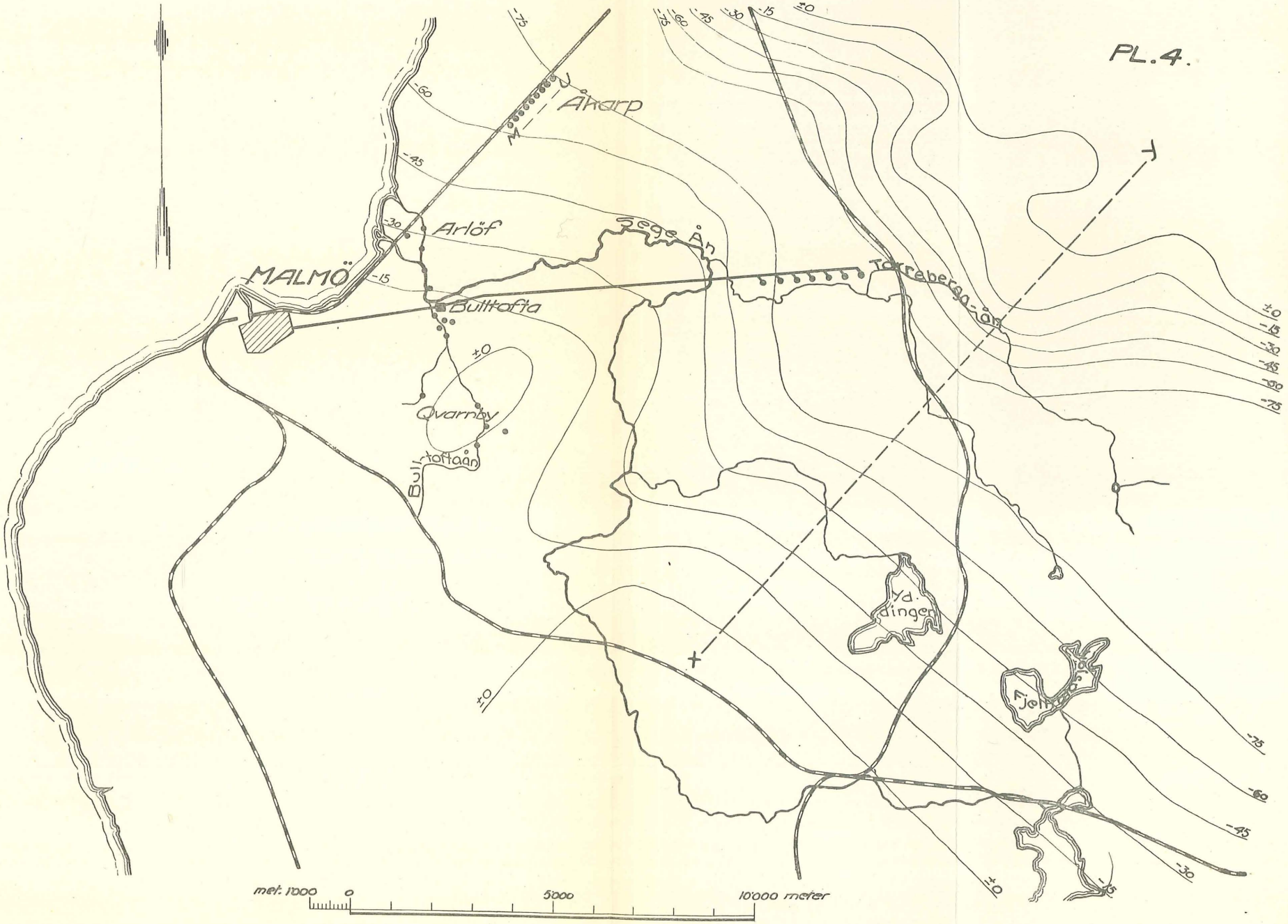

Kvarndamm
S
e
e
LERJE-ÅN
d
d
d
b
b
c
d
F1
F2
P
LERJEHOLM
GÖTA ÄLF
100 50 0 100 200 300 Met.

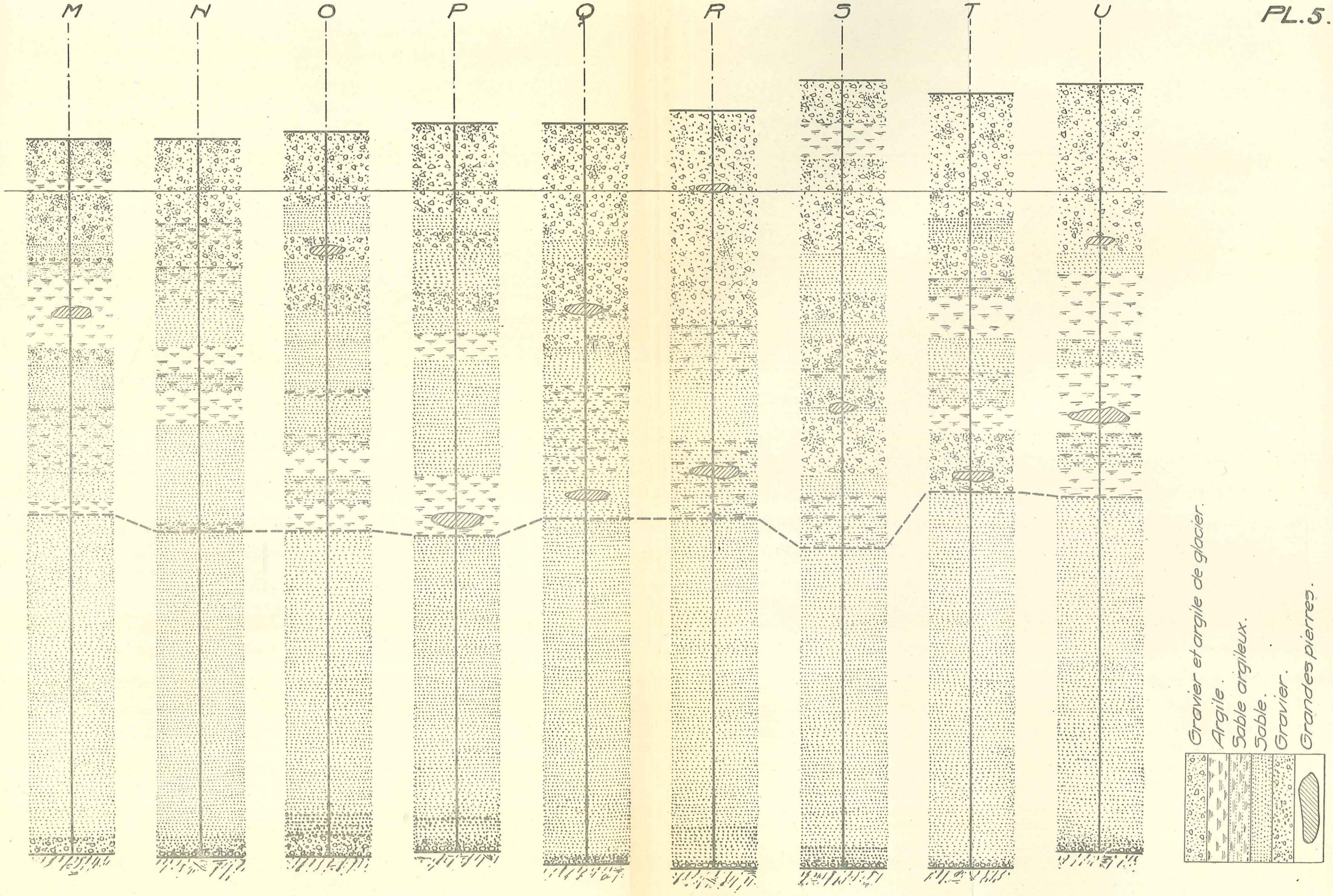
PL. 2.

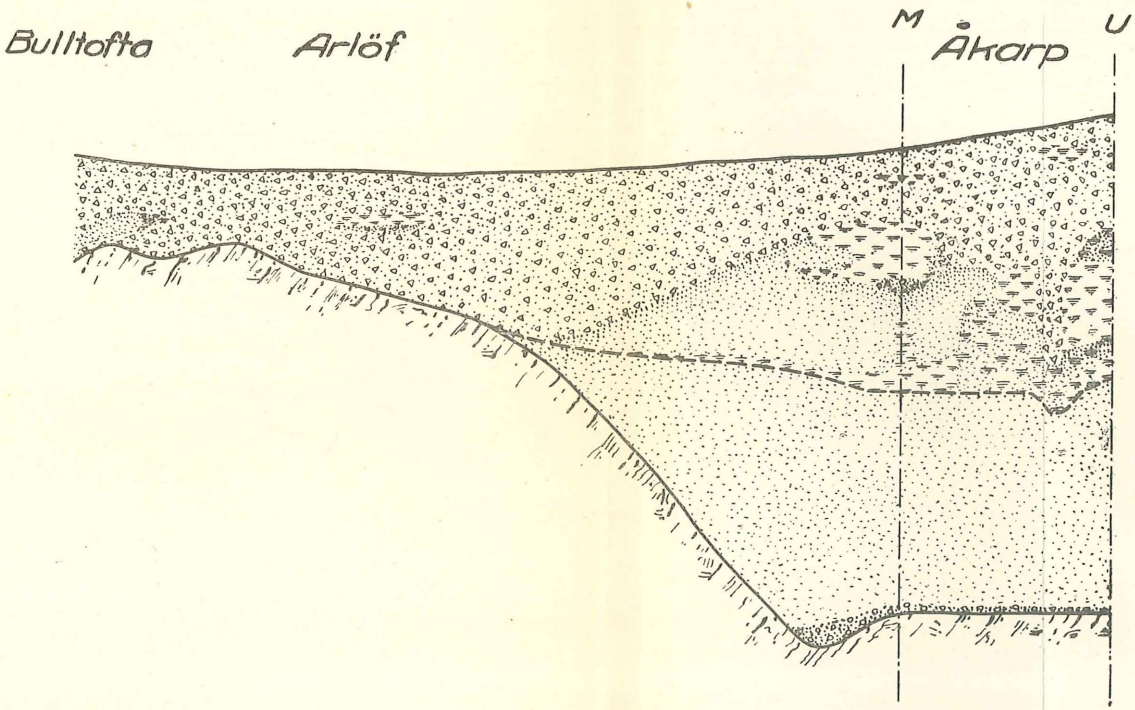

5.
Grundvattnets stighöjd den 28 November 1895
Göta älf
Sand
Lera
Sand
Gneis
100 50 0 100 200 Met. i längd
10 5 0 10 20 Met. i höjd

PL. 3.

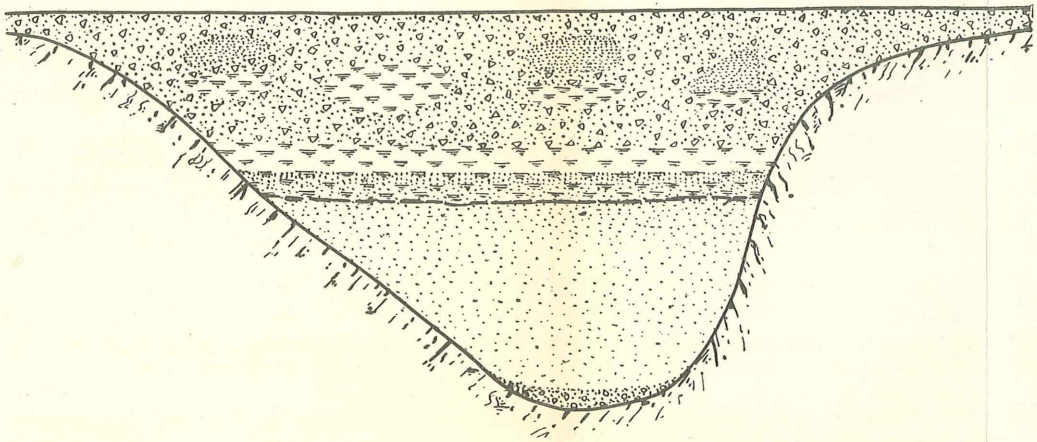

Kvarndamm
S
J1
J2
L1
F4
F3
F1
F2
B1
P1
P
L2
B1
P2
LERJEÅN
LERJEHOLM
L3
L4
L1
B3
B2
B2
B3
GÖTA ÄLF
100 50 0 100 200 300 Mst.

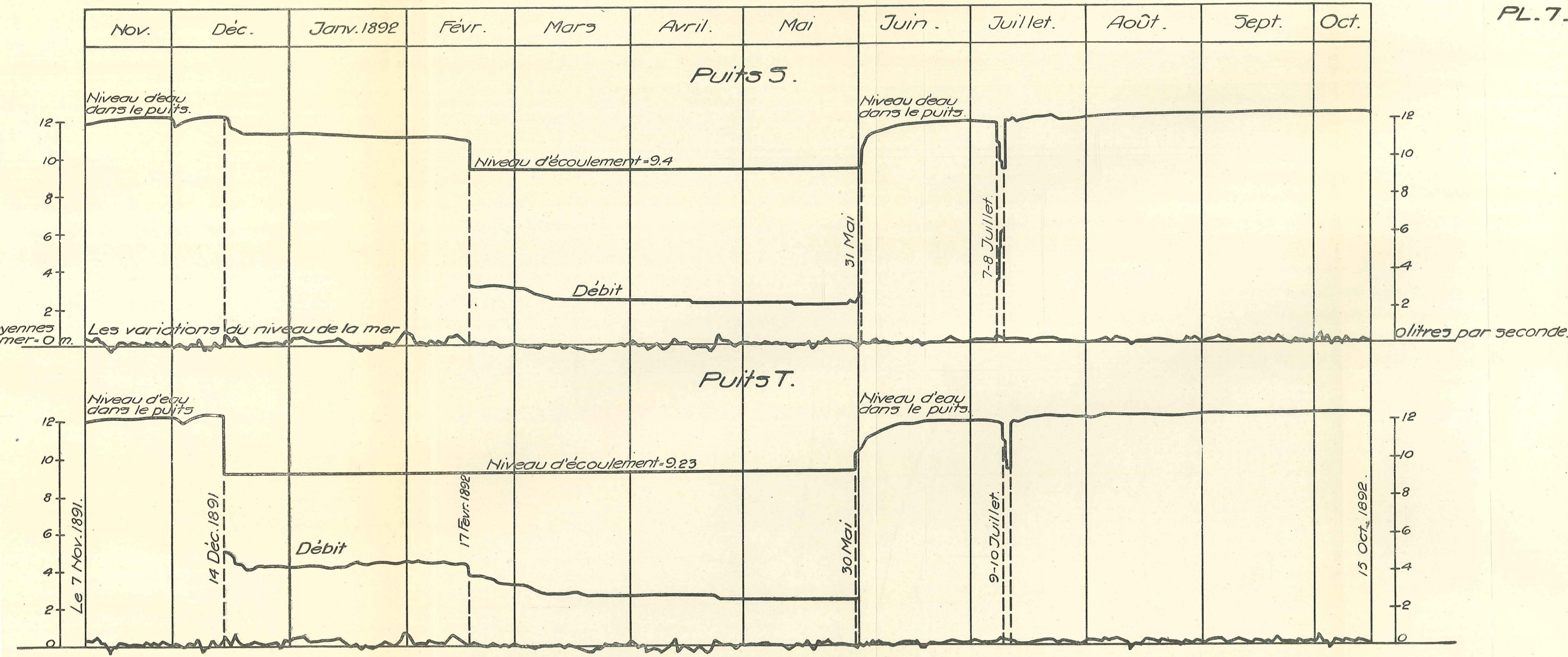

PL. 4.
Åkarp
Arlöf
MALMÖ
Bulltofta
Ege Å
Torreberga-ån
Qvarnby
Bulltofta-ån
Yd. dinger
Fjelkinge
±0
-15
-30
-45
-60
-75
met. 1:100
0
5000
10'000 meter


M
N
O
P
Q
R
S
T
U
Gravier et argile de glacier.
Argile.
Sable argileux.
Sable.
Gravier.
Grandes pierres.

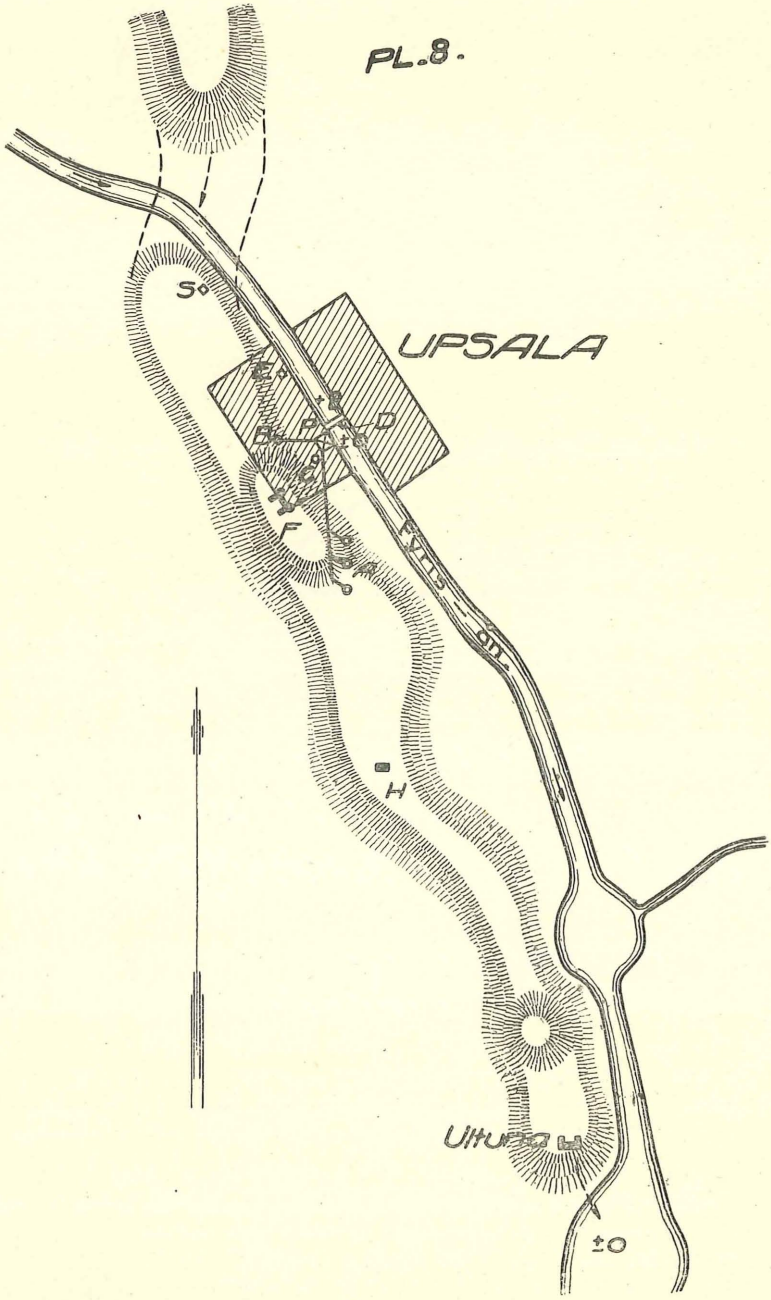


X-Y (Pl. 4).

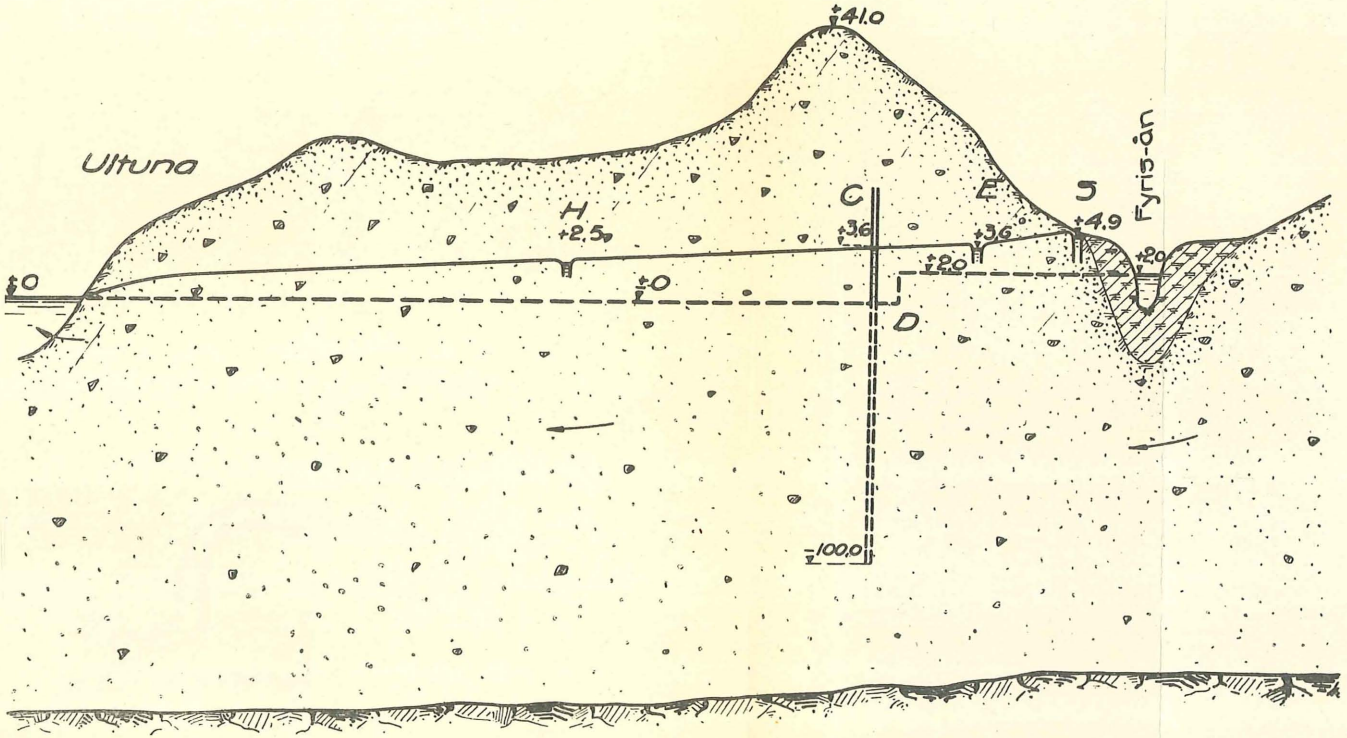


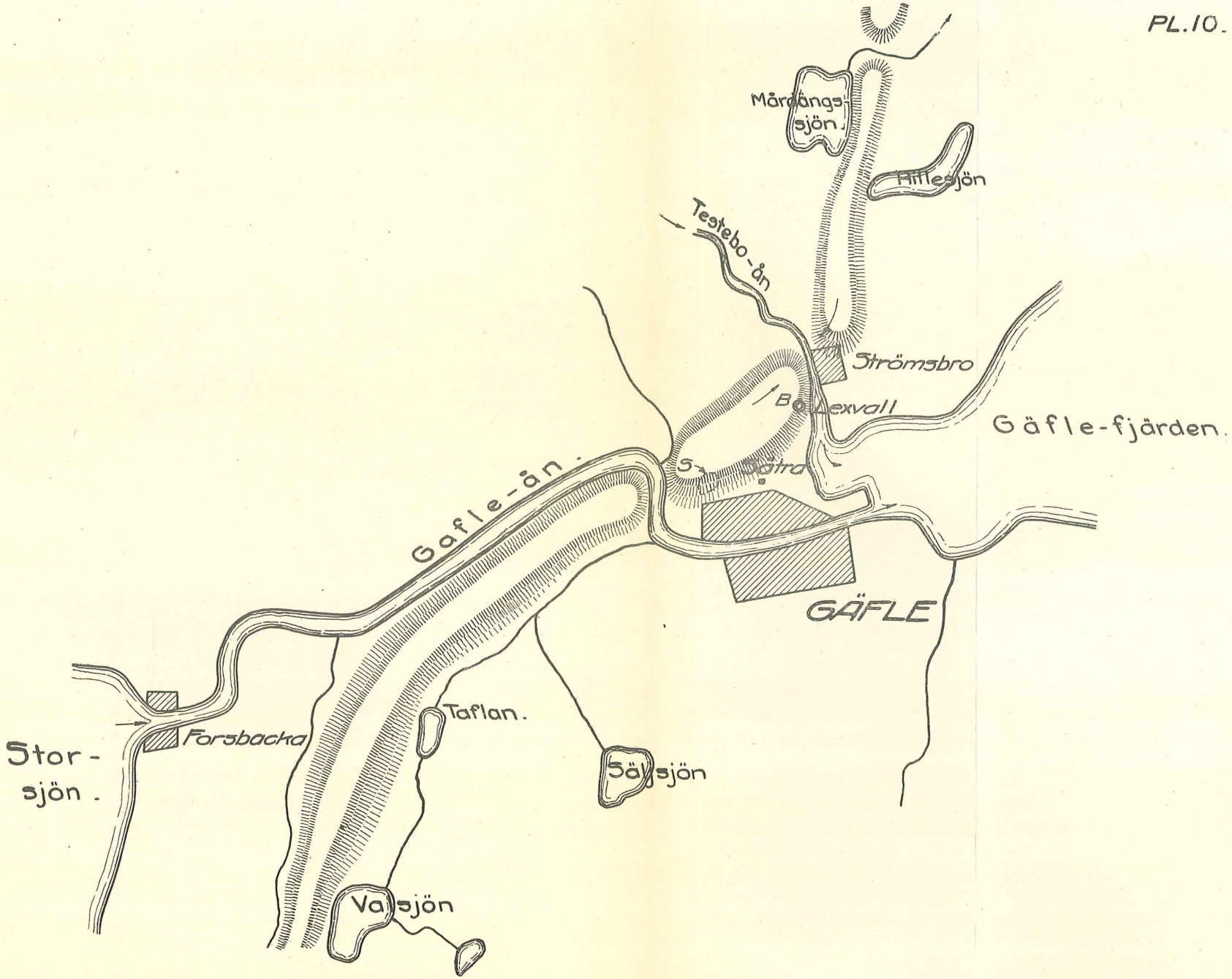
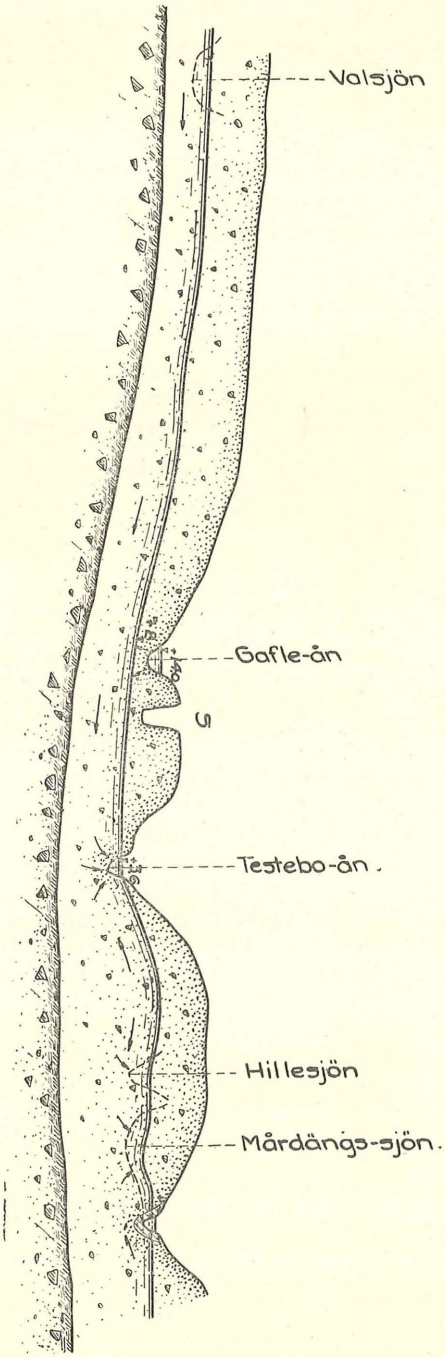

Nov.
Déc.
Janv. 1892
Févr.
Mars
Avril.
Mai
Juin.
Juillet.
Août.
Sept.
Oct.
Puits 5.
Niveau d'eau dans le puits.
Niveau d'écoulement = 9.4
Débit
31 Mai
7-8 Juillet.
Les variations du niveau de la mer
yennes mer = 0 m.
litres par seconde.
Puits T.
Niveau d'écoulement = 9.23
Le 7 Nov. 1891.
14 Déc. 1891
17 Févr. 1892
30 Mai
9-10 Juillet.
15 Oct. 1892.

PL. 8.



UPSALA




Mårdångs-
sjön.
Hillesjön
Testebo-ån
Strömsbro
B
Lexvall
Gäfle-fjärden.
S
Sätra
Gafle-ån.
GÄFLE
Taflan.
Forsbacka
Stor-
sjön.
Säljsjön
Valsjön

PL. II.