

第四篇

地下水

目 錄 頁

第一章 緒 言

A 地下水簡史.....	4— 1
B 地下水在水資源開發中之地位.....	4— 2
C 地下水開發遭遇之問題.....	4— 3
D 內容簡述.....	4— 4

第二章 地下水之存在

A 地下水之來源.....	4— 5
2.1 水文循環與地下水.....	4— 5
2.2 地表水與地下水.....	4— 5
2.3 地表水之垂直分佈.....	4— 6
B 地質與地下水.....	4— 8
2.4 地質與含水層.....	4— 8
2.5 水成岩.....	4— 8
2.6 火成岩.....	4— 9
2.7 變質岩.....	4— 9
2.8 地層空隙之分類.....	4— 9
2.9 孔隙率與比流率.....	4— 10
C 臺灣省地下水分區.....	4— 12
2.10 地下水區域.....	4— 12

第三章 地下水之流動

A 現象與理論.....	4— 15
3.1 地表水之流向.....	4— 15
3.2 水之流速.....	4— 15
3.3 雷諾係數.....	4— 15

3.4	達西定律	4—15
3.5	透水性	4—16
3.6	孔隙率與流速之關係	4—16
3.7	地層組織粒徑與滲透係數之關係	4—17
3.8	基本水流公式	4—17
3.9	流線分析	4—18
B	地層滲透係數之測定	4—21
3.10	總說	4—21
3.11	實驗室測定法	4—21
3.12	實地測定法	4—25
第四章 地下水及水井水力學		
A	緒言	4—29
4.1	地下水水力學	4—29
B	受壓水層之彈性	4—30
4.2	概說	4—30
4.3	內在力	4—30
4.4	水層間力量之傳遞	4—30
4.5	荷重變化之影響	4—31
C	水井水力學	4—36
4.6	導水係數與滲透係數	4—36
4.7	貯水係數	4—36
4.8	含水層試驗之基本原理——水井法	4—38
4.9	含水層試驗——水渠法	4—59
4.10	鏡像理論與水文界限分析	4—64
第五章 地下水水質		
A	緒言	4—69
5.1	地下水存在於地層之孔隙間	4—69
B	水質標準	4—69
5.2	地下水取樣	4—69
5.3	飲用水標準	4—69
5.4	工業用水標準	4—70
5.5	灌溉用水標準	4—73

5•6 水溫	4- 73
--------	-------

第六章 地下水源勘查

A 緒言	4- 74
6•1 地下水源勘查之目的	4- 74
B 勘查種類	4- 74
6•2 準備工作	4- 74
6•3 踏勘測量	4- 74
6•4 初步勘查	4- 74
6•5 開發前之詳細調查	4- 75
C 勘查方法	4- 76
6•6 地層鑽探	4- 76
6•7 地層電測	4- 77
6•8 珈瑪線測定	4- 81
6•9 井徑測定	4- 82
6•10 溫度測定	4- 84
6•11 震波折射法	4- 84
6•12 電阻法	4- 86

第七章 地下水源之估計與開發尺度

A 緒言	4- 93
7•1 概說	4- 93
B 名詞註釋	4- 93
7•2 安全出水量	4- 93
7•3 其他出水量概念	4- 93
C 決定安全出水量之方法	4- 94
7•4 水文平衡公式	4- 94
7•5 地下水滲結	4- 95
7•6 希祿法	4- 95
7•7 哈定法	4- 96
7•8 辛浦森法	4- 97
7•9 應用達西定律	4- 97
7•10 水位上升與比流率法	4- 98

7.11 地下水開發之尺度	4—98
第八章 地下水人工補注	
A 緒言	4—99
8.1 概說	4—99
B 初步規劃應行考慮事項	4—99
8.2 發展、運用及維護	4—99
C 計劃之設計與實施	4—101
8.3 佈水面積	4—101
8.4 引水工程	4—101
8.5 變更河床法	4—101
8.6 滲透水池法	4—101
8.7 水溝法	4—102
8.8 淹佈法	4—103
8.9 土坑及豎坑法	4—103
8.10 補注井法	4—104
第九章 海水侵入	
A 緒言	4—106
9.1 概說	4—106
B 沿海岸地下水與鹽水之關係	4—106
9.2 莫賓及赫茨貝格原理	4—106
9.3 抽水井之影響	4—107
9.4 受壓水層出露於海棚	4—107
C 海水侵入之辨認	4—108
9.5 概說	4—108
D 海水侵入之控制	4—108
9.6 控制法	4—108
第十章 水井設計	
A 緒言	4—111
10.1 概說	4—111
B 水井設計之原則	4—111
10.2 井管直徑之選擇	4—111

10.3	水井之深度	4-111
10.4	濾水管長度之選擇	4-111
10.5	濾水管孔徑之決定	4-114
10.6	天然壁水井設計範例	4-115
10.7	設計人工礫石壁水井之步驟	4-116

第十一章 建井方法

A	緒言	4-119
B	鑿井方法	4-119
11.1	淺井建造法	4-119
11.2	深井建造法	4-124
11.3	井管	4-128
11.4	井管穿孔及濾水管	4-128
11.5	洗井與擴井工作	4-129
11.6	集水井	4-129
11.7	集水暗渠	4-130

第十二章 水井保養與修復

A	緒言	4-131
B	資料收集	4-131
12.1	測定	4-131
12.2	水井之出水量與水位洩降	4-131
12.3	資料收集之方法	4-132
C	井壁填塞之原因	4-133
12.4	處理方法	4-133
12.5	化學垢積	4-133
12.6	細砂及淤泥	4-133
12.7	細菌作用	4-133
D	處理水井之方法	4-134
12.8	震盪法及反洗法	4-134
12.9	化學處理法	4-134
12.10	化學品用量及工作方法	4-135

第四篇

地下水

編撰人 李似椿

審查人 薛履坦 唐 民

第一章 緒 言

A 地下水簡史

生物無法離水而生，因此先民均傍水而居，其活動範圍極小。旋因人口繁殖，戰爭迭起，傍河而居之可能性減少，乃另覓水源以代河流，地下水即爲此項新水源。古代用水最衆者爲農田灌溉，其他飲用盥洗者均屬有限，因無電力與抽水設備，先民僅在適於重力輸水或抽水水頭較小地區可用原始方法取水處利用地下水源。古代波斯民族開鑿隧道與豎井，早期埃及人與我中華民族祖先已早習知開鑿水井汲水。除水井外，繞地中海與印度洋周圍，沿山坡沖積地帶築造隧道，隧道斷面狹窄，最長者達 24 公里，鑿鑿技術精良，直截地下水，引水至地面應用。此類工程爲數極多，今仍可散見於敘利亞、伊朗、摩洛哥、非洲、近東與亞洲等地。可能由於地下水之超抽，或因水源之補給不足，促使地下水位下降，致部份隧道不得不予廢棄，而另行築造，因有此類事例之發生，先民必須研究地下水出水量問題。

人類應用地下水有記載可查者首見於新舊約全書，當時人民均於山谷尋找泉水應用，咸認爲一大奇蹟。初期科學家及哲學家尚不知地下水之來龍去脈，故多根據迷信觀念與錯誤學說，代代相傳，迄今仍有依憑石頭與樹枝等探求水源者。

當西曆紀元，羅馬人 Marcus Vitruvius 曾述及降雨與逕流，並提及滲入原理爲地表下積蓄水量之基礎。但在十七世紀以前，咸信單靠雨水不足供給各大河流之水量。當時謬見充斥，其中有一說爲海水在地下流動，因蒸餾或某種未知

之作用，除去海水之鹽份，復現於地表，逐成泉水、河流與湖泊。

直至十七世紀，希臘學者方於田野工作中發現泉水係由雨水滲入土壤而形成。該世紀末葉，法人 Pierre Perrault、Edme Mariotté 及英人 Edmund Halley 等人以實際之測驗工作來決定地下水之來源與流動。尤以 Perrault 首先測量賽因河流域之雨量、Mariotté 觀測賽因河之逕流與 Halley 觀測蒸發，發現逕流量僅及雨量之六分之一，結果顯示雨量除供給河道之逕流、植物生長之需要外，尚有餘量下滲至植物根部以下之深處，此項實驗工作可謂研究地下水水文之嚆矢。

十八世紀末葉，由於地質定律之發展，已使人瞭解各種岩石之含水性能。自此以後，各地區絡繹作地質研究，方了然地下水存在之神奇複雜，原來由地質結構與條件等引起。自十九世紀中葉起，各地已開始研究區域地質與地下水存在之關係。

自 Henri Darcy 於 1856 年發表地下水流动定律後，對地下水流動之實驗、數學理論與物理原理之應用遂受重視。二十世紀初，有關地下水水文學著作發表極多，近年來更因地下水逐漸開發，為明瞭地下水實際可資開發之量，對地下水量之決定更有長足之進步。

B 地下水在水資源開發中之地位

地下水含水層所含之水量極為豐富，可能超過地面淡水之總量。如以水力發電、航運、遊憩、養魚及保存野生動物等非耗水用途而言，地下水似無價值。然而河道之基本流量主要係由地下水供給，地下水源之缺乏將減少河道之基本流量，相對影響非耗水用途之水源，則地下水相當重要。

地下水含水層具有自然調節水資源之功能，已如上述。對於水井、泉水及引用河道之基本流量者甚為重要。地下水含水層可自補給地區導水至面積廣大之旱水地區，在此範圍內均可取得水量，可避免築造大量之輸水設備。遠離河道之地點或雖近河道而其水量早經分配完畢者尤為重要。

建造水庫固可蓄儲水量調節水源，但是地面水庫之建造需要適當之壩址，同時當須考慮淤沙、蒸發及滲漏等損失而預留容積，投資極大。地下水開發可依水量之需要及資金之多寡分期實施，實較地面水開發更具彈性。地面水庫興建前之規劃研究常費時甚久，在此期間先行開發地下水源，亦最為實用有利。乾旱季節無水灌溉，抽用地下水即能發揮最高效率。況地下水由於水溫與礦質含量平均，無濁度，無細菌，更易於防止輻射能之污染，對特定之用途而言，此等特質實較水量之多少更為重要。近年來農工業及人口發展迅速，需水孔殷，大規模地下水

開發在國家之經濟社會發展中已佔有極重要之地位。

C 地下水開發遭遇之問題

在地下水資源開發過程中與使用期間，常遭遇不同而繁雜之問題。簡言之，可歸納為水層之營運，使其能維持長期不變之水源、分佈、污染、及有效利用目前浪費之水源等。

水層之營運問題最廣，幾乎包括所有地下水問題，僅以根據水層之貯水容量、平均流入量、蒸散、滲漏及其他水源之減少等無法避免之損失，而決定水層之平均出水量一項，已夠煩複。地下水含水層與地面水庫之營運相同，不過水庫之容量、進水量、蒸發損耗及流出量可分別在水庫上游、庫面及壩址正確量度。而含水層因由沉積物組成，其貯水及出水能力因地而異，變化範圍亦大。進水量因其流路衆多，而經沉積層流動，均隱而不顯。地下水之損失決定困難，地下水自水井之流出量分佈極廣，亦可能部份水量仍舊滲入水層，其間之關係錯綜複雜，遠非地面水庫可比。

水井與水井間之距離過近，抽水時將引起相互之干擾，使水位急遽下降，減少水井之出水量與增加抽水動力費用。井距過遠，不但增加輸水設備費用且將限制適度開發。

沿海地區因大量抽汲淡水之結果，往往破壞淡水與海水間之自然平衡，促使海水侵入，內陸地區亦有因抽水之影響而自含水層之上下或鄰近之岩層導入水質不良之水源。

城市與鄉村之污水、工業廢水、灌溉水之回流，可能流回河道與含水層而重複利用。此項反復應用，改變水之化學與物理性質。如冷却用水之溫度增高，對水源之可用性影響不大；而工業之含毒廢水，可能危害極大。

灌溉地區常遇維持土壤之鹽基平衡問題，因為灌溉水之蒸發率極高，使可溶性鹽類緩慢積聚於土壤中，減低土壤之滲透率與妨礙正常灌溉。此類鹽份雖可沖洗，惟仍被沖洗用水帶回河道與含水層，由於水之再利用，使溶解物質逐漸向下游增加，造成水質惡化現象。

地下水有時由蒸發或無用植物之蒸散等自然過程流出，可將此項水量移作有效利用，不過此項損失均在流域之下游發生。欲消除此自然流出量，必須在地下水尚未流達下游前大量抽取應用，加上因抽水所形成之經濟發展可能需要之連續供水，或將超過安全出水量。

D 內容簡述

本篇概述地下水與水井力學之原理與應用、地下水源之勘查方法、水源之估計、人工補注與海水侵入、及水井設計、建造與保養等，對於實際工作常用者則有較爲詳盡之說明。

第二章 地下水之存在

A 地下水之來源

2.1 水文循環與地下水

地下水為水文循環之一元，其行徑可自圖 2.1 之水文循環示意圖見其梗概。地殼表層內之含水層猶如管渠之可以導水，亦如水庫之可以蓄水。地表水自地面進入含水層後即緩慢流動，在不同之地點，經由自然流出、植物蒸散、與人為汲取等不同之方法又回復至地面。含水層之容量極大，可供給豐富之水量，為應用極廣之水源。河道在乾涸或枯水時，地下水供給其水量。某些地區，自水井抽水為其唯一之水源。

地下水來自地表水，天然之補給包括雨水、河道流量、湖泊與水庫等。其他人為因素如超量灌溉、渠道滲漏、或人工補給等。

地下水流向河道、湖泊與海洋，有時溢出地面而成泉。地下水接近地面時可經土壤與植物直接蒸發與蒸散而回至大氣。水井抽水為地下水之主要人工汲取。

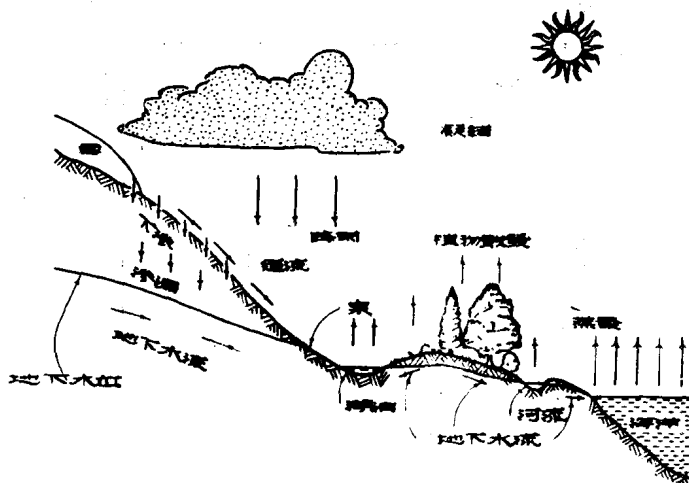


圖 2.1 水文循環圖

2.2 地表水與地下水

滲入土壤之水稱為地表水，存在於飽和層者為地下水之一部份，稱為地下

水，因此地下水並不全部為地下水。原則上地表水受到三種作用之影響而改變其行程，茲分述如下：

- a. 受毛細管作用力之吸引，回返地表經蒸發至空中，縮短水文循環之途徑。
- b. 為植物之根部吸收，經由葉面蒸散重回大氣。
- c. 受重力作用下滲至土壤更深部份，到達飽和層，成地下水而為供給水井等之水源。

2.3 地表水之垂直分佈

地表外層之空隙，常有部份含水，稱為通氣層。通氣層以下之空隙全部含水，則稱為飽和層，見圖 2.2。

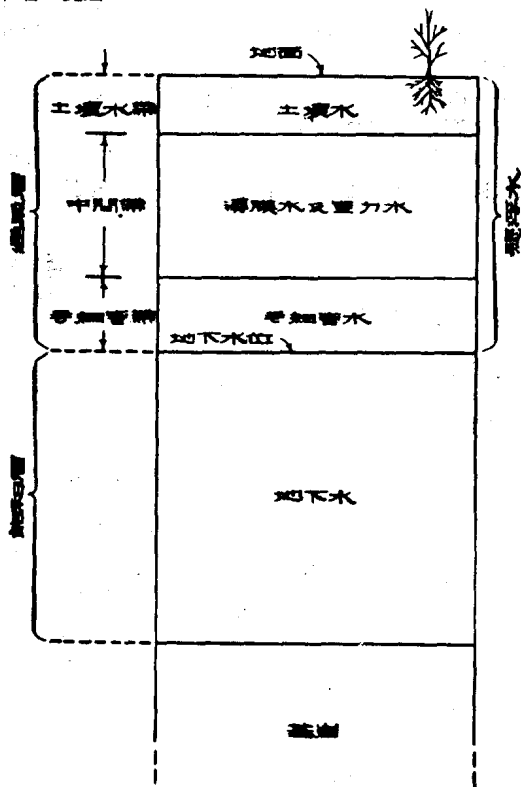


圖 2.2 地表水之分佈圖

a. 通氣層可分為三帶：

1. 土壤水帶 水分不穩定，易蒸發，為植物根部吸收，再由葉面蒸散。
2. 中間帶 此帶包括：

④ 吸附水或稱薄膜水，吸附水因分子間吸力而附着於土壤表面，不因重力作用而下降，但仍可因蒸發而散失。

⑤ 重力水，水分能受重力作用而下降。

3. 毛細管水邊緣 毛細管水到達地區，因毛細管作用而自地下水面上昇之水。毛細管水高可以下式計算：

$$h_c = \frac{2\tau}{r\gamma} \cos \lambda \quad (2.1)$$

式中： h_c 為毛細管水高， τ 為表面張力， γ 為水之比重， r 為管半徑， λ 為月形水面與管壁接觸角，如圖 2.3。

b. 飽和層 飽和層內所含之水稱地下水，厚度由數公尺至數百公尺不等，決定之因素為：

1. 當地之地質。
2. 地層可用之空隙。
3. 自補給地區流向流出地區間地下水之補給與流動狀況。

飽和層所含之地下水分為：

④ 自由地下水，飽和層底部接不透水層，其空隙間含水之水面直接受大氣壓力之作用，其流動受水面之坡降所控制。

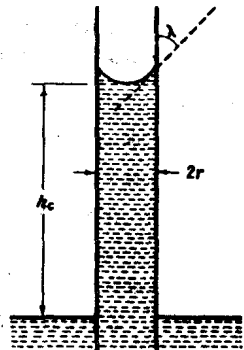


圖 2.3 毛細管水面升高圖

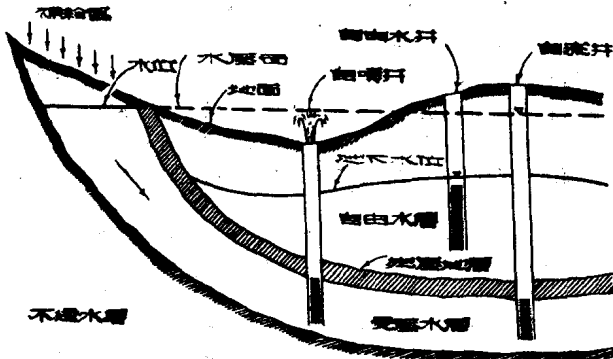


圖 2.4 自由地下水與受壓地下水之關係

⑤受壓地下水，含水層之上為較不透水性之地層所覆蓋，形成受壓現象，壓力大於大氣壓力。除在地下水補給地區外，與上部地下水無水力持續之關係。受壓地下水之流動如管渠中之水流相同，受補給地區與流出地區之水頭差控制。

⑥靜止水，存在於地球內部之水，因其上部岩石之壓力極大，故無空隙存在之可能，極少流動。

自由地下水與受壓地下水含水層關係如圖 2.4。

B 地質與地下水

2.4 地質與含水層

固結之硬岩或疏鬆未固結之軟岩均存有地下水。不論其岩石之種類為水成岩、火成岩或變質岩、固結或未固結，如岩層多孔而可容水與透水者，均可稱為含水層。

2.5 水成岩

組成地殼之岩石，5% 為水成岩，而地下水總量 95% 均存在該岩層。水成岩分佈極廣而含水性能極好。水成岩之沉積層係由母岩風化與冲刷而來，沉積可分為海洋及陸地沉積。水成岩又可分为硬岩與軟岩兩種：

a. 硬質水成岩 石灰岩為硬質水成岩之一種，主要成分為碳酸鈣。另一種含碳酸鈣鎂鹽類之水成岩為白雲石。大部份石灰岩與白雲石在初成沉積層時，中間之孔穴極少相連，隨後因地殼之變動而產生裂縫與斷口，水將滲進入孔穴，漸次溶解岩石，使孔穴擴張而成溶解水脈 (solution channel)，一旦溶解水脈形成，雖為硬岩亦可供給水井大量地下水。

另一種硬質水成岩為砂與黏土，由河流挾帶而沉積於海洋，層層相疊，上層之重量使下面之砂層堅實與黏土變硬而成頁岩。當砂層受壓時，其空隙間沉積膠結物而成砂岩。頁岩及其相似岩石有時稱粉砂岩或泥岩，此類岩石不能含水。有時因地動而使此密緻之沉積層產生裂縫與斷口，在小區域內可能供給水井極小之水量。

砂岩為近海沉積層，主含無色透明之石英，一般所見有色砂岩純為膠結物之顏色，膠結度之大小影響地下水之產量，膠結不完全或碎裂之砂岩，出水量極大。

b. 軟質水成岩 軟質水成岩所成之含水層包括砂、礫、及砂與礫石之混合層。此類粒狀未固結岩層之粒徑與配合度變化極大，因此其出水量變化亦大。不過此種岩層為最好之含水層，分佈廣，有良好之蓄水與導水能力，其供給水井

之水量遠較其他含水層之總和為高。

c. 影響水成岩含水特性之因素：

1. 風化 為重要因素之一，風化包括機械力分解與化學溶解。在乾寒地區，地坡較陡，硬岩受機械力之分解以較普遍，所形成之沉積層顆粒較粗。而於溫濕地區，地坡平緩，通常為化學溶解，則沉積層含豐富之粉砂與黏土。
2. 母岩種類 頁岩分解形成細粒沉積層，故不可能成為含水層。而火成岩或其他結晶岩分解而成之沉積層，則成為砂礫等良好之含水層。
3. 運輸方法 如風、河流、重力與水河等。
4. 運輸距離 離母岩距離愈遠，則沉積層組成顆粒愈細。

2.6 火成岩

火成岩為來自地球內心之岩漿 (magma)，經冷凝而成，岩漿流至地面或接近地面，稱為岩流 (lava)。岩流急速冷卻凝成細粒組織或玻璃質岩層。

a. 在地表下相當深度，岩漿因冷卻緩慢，凝固成粗粒組織之岩層，稱為侵入岩 (intrusive rock)。侵入岩通常無孔，但可供少量地下水。花崗岩為侵入岩之一種，常在岩層之上部，因受風化作用產生裂縫或斷口。

b. 玄武岩為主要火成岩之一種，常有裂縫與斷口。有時在岩流冷卻時因氣泡之產生而呈多孔岩層，為含水層。

c. 火山碎屑岩為火山噴出之碎屑物質，分子粒徑由極小之塵灰至大塊碎屑不等，沉積成極複雜之層次，透水性各地變化不一。粗粒火山灰沉積層為良好之含水層。

2.7 變質岩

變質岩包括火成岩與水成岩，因受熱受壓改變而成。如砂岩變質成石英岩；頁岩變質成粘板岩 (slate)，再變質成雲母片岩 (mica schist)；花崗岩變質成片麻岩 (gneiss)。總之，此等岩層均為不良含水層，僅在上部風化層之裂縫內含有少量地下水。大理石為石灰岩變質而成，而較石灰岩更為堅硬，如有裂縫，為良好含水層，有溶解水脈則更佳。

2.8 地層空隙之分類

總觀上節地質與含水層之關係，知地層之空隙實為構成含水層之必要條件。地層之空隙大概可分為三類：

- a. 分子與分子間形成之空隙，如砂層與礫石層。

- b. 硬岩因破裂所產生之裂縫、節理、斷口等。
- c. 石灰岩之岩窟與溶解水脈，及岩流因凝縮與氣體膨脹形成之孔洞等。

2-9 孔隙率與比流率

地層之空隙既有容量可以蓄水，又像管路可以自補給地區將水緩緩導向流出地區。因地層之空隙多，面積大，所以可暫蓄極大之水量。茲分述含水層之兩項特性如下：

a. 孔隙率 (porosity) 地層或土壤之孔隙率為其空隙容積與總體積之百分比。可度量乾燥與飽和土樣之容積或比重而確定。孔隙率試驗通常所需因子之關係統以下式表示：

$$n = 100 \left(\frac{W}{V} \right) = 100 \left(\frac{V-v}{V} \right) = 100 \left(\frac{S-a}{S} \right) = 100(b-a) \quad (2.2)$$

式中：n 為孔隙率，W 為乾燥土樣加水至飽和時所需水量之體積，V 為土樣之體積，v 為土樣固體分子之體積，S 為土樣之權平均比重，a 為乾燥土樣之比重，b 為飽和土樣之比重。

根據地層之孔隙率，可知該地層內所能蓄水之總量。

未固結岩層或多孔水成岩孔隙率之大小依地層組織各分子間之粒徑、形狀、排列、膠結度與旁壓度而定。固結岩層依溶蝕礦質及裂縫之大小多寡而定。圖 2.5 說明岩層組織及分子配合與孔隙率之關係，表 2.1 表示水成岩孔隙率之範圍。

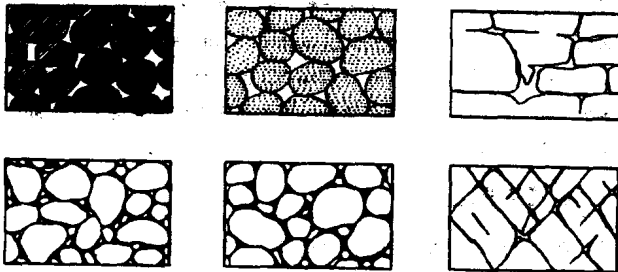


圖 2.5 岩層組織及分子配合與孔隙率之關係圖

表 2-1 水成岩孔隙率之範圍

沉 積 層 物 質	孔 隙 率 %
土 壤 (soils)	50~60
黏 土 (clay)	45~55
淤 泥 (silt)	40~50
中砂至粗砂 (medium to coarse mixed sand)	35~40
均勻砂粒 (uniform sand)	30~40
細砂至中砂 (fine to medium mixed sand)	30~35
卵 石 (gravel)	30~40
卵石及砂 (gravel and sand)	20~35
砂 石 (sandstone) 砂岩	10~20
岩 板 (shale)	1~10
石 灰 石 (limestone)	1~10

b. 比流率 (specific yield) 當土壤或地層中之空隙達飽和狀態後，水分因受重力作用而排出，其排出水分之體積與總體積之百分比稱為比流率。

$$S_y = \frac{100 W_y}{V} \quad (2.3)$$

式中： S_y 為比流率， W_y 為因重力而排出水量之體積， V 為土壤或地層之總體積。

在自由地下水層中，比流率約與有效孔隙率相等，為孔隙率中對於地下水流動有效之部份，以此可推算自由地下水層之出水量。

c. 比貯率 (specific retention)

$$S_r = \frac{100 W_r}{V} \quad (2.4)$$

式中： S_r 為比貯率， W_r 為剩餘在土壤或地層中水分之體積。

$$n = S_y + S_r \quad (2.5)$$

例：1 立方公尺之飽和石層，可排出 0.10 立方公尺之水量，此砂層之比流率為 10%。如砂層之孔隙率為 30%，則比貯率為 20%。

今設有一自由地下水層之面積為 20 平方公里，平均厚度為 40 公尺，則其總體積為 800,000,000 立方公尺。孔隙率為 30%，則此含水層之含水總量達 240,000,000 立方公尺。如其比流率為 10%，則水位下降 5 公尺時可出水量為 10,000,000 立方公尺。