

E. ORABONA, V. COTECCHIA

**LA STRATIFICAZIONE ALINA NELLE FALDE  
CON SUPERFICI DI FONDO  
RAPPRESENTATE DALL'ACQUA MARINA  
E PRECISAZIONI SUL COMPORTAMENTO  
IDRAULICO DEI POZZI RELATIVI A SIFFATTE FALDE**

ESTRATTO DA «INGEGNERIA SANITARIA», ORGANO UFFICIALE  
DELL'ASSOCIAZIONE NAZIONALE DI INGEGNERIA SANITARIA  
*ANNO 1959 - N. 1*

**EDIZIONE ISTITUTO PROPAGANDA INTERNAZIONALE  
VIA TADINO N. 62 - MILANO - TEL. 278.130-222.855**

**LA STRATIFICAZIONE ALINA NELLE FALDE CON SUPERFICI  
DI FONDO RAPPRESENTATE DALL'ACQUA MARINA  
E PRECISAZIONI SUL COMPORTAMENTO IDRAULICO DEI POZZI  
RELATIVI A SIFFATTE FALDE**

# LA STRATIFICAZIONE ALINA NELLE FALDE CON SUPERFICI DI FONDO RAPPRESENTATE DALL'ACQUA MARINA E PRECISAZIONI SUL COMPORTAMENTO IDRAULICO DEI POZZI RELATIVI A SIFFATTE FALDE

E. ORABONA, V. COTECCHIA (\*)

**SOMMARIO** - La presenza di una superficie netta di separazione ("interfaccia") alla base delle falde acquifere galleggianti sull'acqua di mare, quando questa invade il continente, è un'assunzione puramente teorica. All'interfaccia si sostituisce in pratica una vera e propria zona di diffusione alina, il cui spessore è funzione della permeabilità del mezzo acquifero, della entità dell'alimentazione della falda e di altri fattori.

In verità si nota una stratificazione alina in siffatte falde, le quali possono di conseguenza ritenersi formate dalla sovrapposizione di strati liquidi di diversa densità. Gli strati più salini di base si sollevano, nel pompaggio da un pozzo, non in funzione idrostatica del cono di depressione della piezometrica della falda — come generalmente ritiene la letteratura sull'argomento — bensì in maniera molto più complessa. Le modalità secondo cui avviene la captazione degli strati via via più salini verso il basso risulta di importanza pratica fondamentale.

## 1 - Generalità

La conoscenza del fenomeno che qui si intende trattare è di importanza notevole in quei paesi che posseggono un rilevante sviluppo delle coste, lungo le quali sovente si presentano le maggiori pianure alluvionali o estesi tavolati di rocce fessurate acquifere, ove la vita assume aspetti intensivi e, di conseguenza, la utilità d'acqua sotterranea, rinvenibile a conveniente profondità sotto il piano di campagna, è particolarmente sentita.

I fondamentali idrogeologici del fenomeno partono dalla cosiddetta teoria di GHYBEN ed HERZBERG, la quale riguarda talune condizioni di equilibrio in cui viene a stare una falda freatica in un'isola o penisola, ovvero in zone costiere geologicamente costituite da rocce permeabili fino a profondità inferiori al livello medio marino. Gli studi e gli esperimenti relativi furono infatti condotti da Ghyben (1) nel 1888 e da Herzberg (2) nel 1900 su pozzi di talune zone costiere dell'Olanda e dell'isola di Norderney a nord della Germania, giungendo in entrambi i casi alle stesse conclusioni.

Dove la costa è formata da rocce permeabili e la falda acquifera, alimentata dalle acque piovane, si rinviene a quota di poco superiore al livello medio

marino, l'acqua dolce scorre generalmente verso il mare e in prossimità della spiaggia (3) si mescola all'acqua marina. Questa, in conseguenza della permeabilità delle rocce del continente, si rinviene entroterra alla base della falda freatica, a profondità sempre maggiori sotto il livello medio marino via via che ci si allontana dalla linea di spiaggia, di talché l'acqua dolce, in virtù della sua densità inferiore a quella del mare, flotta sull'acqua marina sotterranea, attraverso una superficie di contatto la cui giacitura è funzione, in ogni punto, della differenza di densità fra i due tipi di acque e della quota della falda freatica sul livello medio marino (fig. 1).

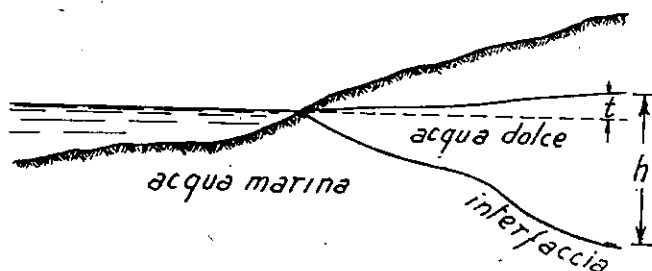


Fig. 1

(\*) Prof. Ing. Edoardo ORABONA, Preside della Facoltà d'Ingegneria dell'Università di Bari. Prof. Ing. Vincenzo COTECCHIA, Docente di Geologia Applicata presso la stessa Università.

(1) BADON GHYBEN W.: *Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam*. Inst. Ing. Tijdschr., 1888-89, The Hague.

(2) HERZBERG, BAURAT: *Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder* Jour. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, Jahrg. 44 München, 1901.

Perché sia soddisfatto l'equilibrio idrostatico, una colonna di acqua dolce, la cui densità si assume uguale

(3) Si definisce spiaggia la zona nella quale migra la linea di contatto acqua marina-acqua dolce. Per maggiori precisazioni in merito ai significati di "spiaggia" e "costa" cfr. JOHNSON D. W.: *Shore processes and shore-line development*. New York, John Wiley & Sons., 1919.

esattamente ad 1, è bilanciata da una colonna ( $h - t$ ) di acqua marina, la cui densità è  $\gamma_s$ , se sussiste:

$$h \times 1 = (h - t) \gamma_s$$

essendo  $t$  la quota della falda sul livello marino. Da ciò si deduce che ( $h - t$ ), e cioè la profondità al di sotto della quale si rinviene l'acqua del mare, misurata a partire dal l.m.m., equivale a  $t/\gamma_s - 1$ .

Per l'Adriatico e lo Jonio, laddove il fenomeno dell'influenza dell'acqua marina sull'estesa falda profonda della Puglia è stato oggetto di recenti approfonditi studi (4), essendo rispettivamente  $\gamma_s = 1,0299$  kg/l e  $\gamma_s = 1,0307$  kg/l, si ottengono col procedimento sopra esposto valori di ( $h - t$ ) eguali all'incirca a 32-33 t.

Proseguendo ancora nella esposizione rapida della teoria di Ghyben ed Herzberg, la maggior parte degli studiosi (5) è concorde nel ritenere che il pompaggio dell'acqua dolce, galleggiante sull'acqua del mare, provochi un sollevamento nella superficie di separazione fra acqua dolce e acqua salata (*interfaccia*) tanto maggiore quanto più elevata risulta la depressione della superficie piezometrica della falda prodotta dal pompaggio. Detta interfaccia si deformerebbe a forma di conoide con l'asse in direzione del pozzo e col vertice verso l'alto. Si ritiene anzi — erroneamente — che il sollevamento massimo di tale vertice stia al valore della depressione della falda, in corrispondenza del pozzo, nel rapporto ( $h - t$ ): $t$ , cosicché, se la superficie piezometrica della falda si deprimesse fino a il livello medio marino, solo allora l'acqua salata sotterranea raggiungerebbe tale livello. Egualmente l'acqua marina verrebbe pompata solo allorché il « cono di intrusione » fosse portato a sollevarsi fino a raggiungere il fondo del pozzo.

Effettivamente gli aspetti del fenomeno esposti da Ghyben ed Herzberg, riferiti limitatamente all'equilibrio statico di falde di acqua dolce poggianti su acqua di mare, risultano in linea formale confermati largamente dall'esperienza. In Puglia, a distanza di alcune decine di km dalla costa (per esempio all'altezza di Foggia), è stata rinvenuta acqua marina a profondità di molte centinaia di m sotto il livello medio marino. Ovunque è stato però possibile accertare che alla « interfaccia » si sostituisce sostanzialmente una *zona di diffusione salina*, fra l'acqua salata di fondo

(4) Cfr. in proposito gli studi di COTECCHIA V.: *Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche d'acqua sotterranea in Puglia*. "Geotecnica", n. 3, 1955.

*Sulle caratteristiche delle sorgenti e sulle modalità di rinvenimento della falda profonda nella Penisola Salentina in rapporto alla struttura dei calcari cretaci della regione*. Annali della Facoltà d'Ingegneria dell'Univ. di Bari, vol. 2, 1956.

*Sviluppi della teoria di Ghyben ed Herzberg nello studio idrogeologico dell'alimentazione e dell'impiego delle falde acquifere con riferimento a quella profonda delle Murge e del Salento*. "Geotecnica", n. 6, 1958.

(5) Un'ampia bibliografia, comprendente circa un centinaio di lavori sull'argomento, è raccolta da BROWN John S. in: *A study of coastal ground water with special reference to Connecticut*. (U. S. Geol. Survey Water-Supply, Paper 537, 1925); e dall'UNESCO in: *L'hydrologie de la zone aride*, Paris, 1952.

e l'acqua dolce della falda, di spessore talora anche notevole.

Per quanto numerosi, gli studi precedentemente svolti sull'argomento tengono scarsamente in conto la circostanza che l'acqua costituente la falda presenta un contenuto salino più o meno apprezzabile, con una variazione continua di densità verso il basso, sempre sensibilmente maggiore dell'unità. Detto contenuto salino frequentemente assume, per i pozzi ben riusciti della Puglia, valori compresi fra 0,5-2 g/l (6), con forti percentuali di NaCl, il che è da attribuire fondamentalmente ai fenomeni di « trasmissione alina » dell'acqua del mare nelle acque di falda sovrastanti, indipendentemente da qualsiasi ordine di fenomeni di mescolamento idraulico. Anzi, come già osservava LINDGREN (7) nel 1903, il tenore di salinità trasmesso dall'acqua del mare alle acque dolci stagnanti su essa aumenta lentamente nel tempo, cosicché nel fenomeno del galleggiamento di una falda acquifera sull'acqua di mare ha un effetto preponderante il continuo rinnovarsi dell'acqua dolce ad opera degli afflussi di acque vadose provenienti dall'esterno.

A semplificazione del fenomeno sopra descritto, la disposizione dell'acqua di falda può ritenersi a strati di diversa densità sovrapposti. Dalla presenza di una cosiffatta stratificazione alina nella falda derivano pertanto aspetti idrodinamici nel pompaggio da un pozzo assolutamente non contemplati dalla semplicistica applicazione della legge di Ghyben ed Herzberg. Tali effetti dinamici, aventi un carattere locale e piuttosto istantanei, andrebbero in verità riguardati alla luce delle complesse leggi idrodinamiche inerenti al pompaggio da pozzi attingenti a sistemi a più fluidi (8), rappresentati appunto dagli strati di diversa densità sovrapposti di cui si è sopra detto. Al contrario nelle pagine che seguono, seguendo vie più semplici, si cercherà di chiarire qualche aspetto fondamentale del fenomeno del pompaggio da un pozzo, che non scaturisce dall'applicazione pura e semplice della teoria di Ghyben e Herzberg.

## 2 - Considerazioni in merito alla composizione delle falde poggianti sull'acqua di mare

Le acque sotterranee di provenienza meteorica hanno una composizione notevolmente diversa da quella dell'acqua marina, onde, se la composizione dell'acqua estratta da un pozzo presenta caratteristiche che rispecchiano i componenti chimici dell'acqua di mare, vuol dire che questa invade il continente ed in qualche modo trasmette la sua salinità alla falda di acqua dolce. Tuttavia tale deduzione, piuttosto semplicistica, non va presa in senso assoluto, soprattutto per le modificazioni che i componenti dell'acqua del mare subiscono per il contatto con le rocce del continente.

In genere i cationi contenuti in una soluzione salina hanno fra loro un assai diverso « potere di scam-

(6) COTECCHIA V.: loc. cit.

(7) LINDGREN W.: *The water resources of Molokai*. U. S. Geol. Survey Water-Supply, Paper 77, 1903.

(8) MUSKAT M.: *The flow of homogeneous fluids through porous media*. Arbor, 1946.

bio», vale a dire cioè una diversa tendenza a sostituire i vari elementi scambiabili di un'argilla o di un altro minerale. Il fenomeno è retto non solo dalle cariche elettriche possedute dagli ioni scambiabili, ma soprattutto dal grado di idratazione di essi e dal tipo di minerale interessato dallo scambio. Così per esempio lo ione  $Na$ , poiché ha un piccolo raggio ionico, ha un grado di idratazione notevole e, di conseguenza, possiede in soluzione un «potere di scambio» di gran lunga minore di quello corrispondente agli ioni  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $K$ , aventi raggi ionici maggiori.

A conferma della esistenza di tali modificazioni, basta considerare che la stessa acqua del mare, nella quale, com'è noto, i componenti principali mantengono fra loro rapporti costanti comunque vari la diluizione della massa globale salina da un punto all'altro dell'oceano, subisce sensibili modificazioni chimiche per il contatto con le rocce dei litorali anche a distanze sensibili dalla costa. Nella tabella I si riporta ad esempio la composizione del mare Jonio a 20 m sotto la superficie marina e a 1 km di distanza dal litorale di Gallipoli, laddove notoriamente la regione pugliese non possiede corsi d'acqua che convogliano a mare materiale solido che infuisca sulle suddette modificazioni. Nella stessa tabella è stato possibile peraltro, una volta determinata la «clorinità» del campione di acqua marina analizzato<sup>(9)</sup>, calcolare la composizione pressapoco corrispondente all'acqua

Tabella I - Composizione del mare di Gallipoli e dell'acqua delle sorgenti Chidro.

Costituenti	Ioni/clorinità in acqua oceanica normale (ioni valutati in g/kg)	Acqua marina del litorale di Gallipoli g/l	Concentrazioni normali acqua di mare avente eguale clorinità g/l	Acqua sorgente Chidro (*) g/l
Residuo a 110°C	—	40,355	—	3,4
pH	—	7,45	—	6,9
Cloro $Cl^-$	0,9989	21,772	21,772	1,453
Solfato $SO_4^{=}$	0,1394	2,995	3,037	0,241
Carbonato $CO_3^{=}$	0,0072	0,089	1,159	0,180
Calcio $Ca^{++}$	0,0211	0,507	0,459	0,194
Magnesio $Mg^{++}$	0,0669	1,447	1,459	0,117
Sodio $Na^{+}$	0,5556	12,034	12,108	0,827
Potassio $K^{+}$	0,0200	0,461	0,436	0,084
Clorinità (***) in g/kg	—	21,276	—	—
$Cl^-/SO_4^{=}$	—	—	7,16	6,03
$Cl^-/(Na^{+} + K^{+})$	—	—	1,73	1,59

(\*) Il campione di acqua è stato prelevato in data 14-10-1950 da una delle sorgenti principali costituenti la cosiddetta «Vasca grande».

(\*\*) Si definisce clorinità il numero di grammi di alogeni ( $Cl$ ,  $Br$ ,  $J$ ) che sono precipitati dal nitrato di argento in 1 kg di acqua marina, quando gli alogeni siano considerati come cloruri. La concentrazione così definita è espressa in millesimi di peso. Per avere la effettiva quantità di cloro, in g/kg, la clorinità va moltiplicata per 0,9985. La rimanente parte rappresenta bromo e jodio.

(9) Per il significato e il calcolo della «clorinità» cfr. VERCELLI F.: *Il mare, i laghi, i ghiacciai*, Torino, 1951.

di mare non modificata da alcuna azione disturbatrice di carattere litoraneo.

Orbene, rimandando per maggiori particolari sulla geochimica inerente alle modificazioni sopra descritte agli studi specifici sull'argomento<sup>(10)</sup> <sup>(11)</sup>, è chiaro che reazioni assai più complesse avvengono quando l'acqua del mare si mescola, nelle rocce del continente, alle acque di falda. In tal caso, l'unico elemento non affetto da alcuna modificazione è il cloro, onde la sua presenza, in quantità mediamente superiore a 0,5 g/l — fatta eccezione per le acque fossili, ben riconoscibili per altra via — è un indizio sicuro della influenza marina sulla falda acquifera. Da ciò la opportunità di studiare le stratificazioni aline delle falde acquifere sulla scorta dei contenuti di  $Cl$ , e cioè delle superfici isocloriche anziché delle superfici isoaline.

La presenza di fenomeni di influenza marina sulle falde acquifere si arguisce comunque attraverso l'esame di determinati rapporti di concentrazione dei singoli componenti il residuo salino delle falde stesse. Si suggerisce allo scopo di considerare il rapporto  $Cl^-/SO_4^{=}$ , il quale sembra però talvolta non valere per falde poco influenzate. Infatti la concentrazione dell'ione  $SO_4^{=}$ , la quale equivale nell'acqua di mare a circa 1/7 di quella dell'ione  $Cl^-$ , si abbassa fortemente — specie nelle soluzioni diluite acqua marina-acqua di falda — quando sussiste un contatto con sostanze di natura organica. E' noto a riguardo l'effetto di riduzione batterica che subisce il solfato dell'acqua del mare, generalmente liberando idrogeno solforato.

Molto opportuno riteniamo quindi considerare altresì il rapporto fra il cloro e gli alcali:  $Cl^-/(Na^{+} + K^{+})$ , il quale, per valori dello stesso ordine di quello assunto nel mare, costituisce una ulteriore inequivocabile riprova della origine marina del contenuto salino delle acque sotterranee.

Per le acque di falda con residui salini di 1÷2 g/l, estratte dai pozzi di New Haven (Connecticut), laddove J. S. BROWN ebbe modo di compiere per primo una larga e approfondita indagine in merito al fenomeno sopra descritto, i rapporti  $Cl^-/SO_4^{=}$  e  $Cl^-/(Na^{+} + K^{+})$  risultarono rispettivamente dell'ordine 4÷7 e 3,5. Per pozzi estraenti acque con analogo residuo salino dalla falda profonda della Puglia, mentre il rapporto  $Cl^-/SO_4^{=}$  varia egualmente nell'intervallo 4÷7, quello fra il cloro e gli alcali si mantiene molto più prossimo a quello relativo all'acqua del mare, oscillando nella quasi totalità dei casi fra 1,6÷2 e superando tale valore per acque con residuo salino molto basso.

Nella tabella I, a fianco della composizione del mare di Gallipoli, è riportata di proposito la composizione del residuo salino (a 110°C) di un campione d'acqua prelevato da una delle sorgenti superficiali del gruppo del Chidro, affioranti lungo il litorale Taranto-Gallipoli, laddove la influenza del mare sulla falda che dà luogo al fenomeno sorgentizio è notevole. Orbene da detta analisi si desume:

$$Cl^-/SO_4^{=} = 6 \quad \text{e} \quad Cl^-/(Na^{+} + K^{+}) = 1,6$$

(10) COTECCHIA V.: *Influenza dell'acqua marina ecc.*

(11) REVELLE R.: *Criteria for recognition of sea water in ground-waters*. Trans. Am. Geophys. Union (paper Section of Hydrology), 1941.

### 3 - La stratificazione alina nelle falde influenzate dall'acqua marina

Analogamente a quanto si riscontra nelle acque dell'oceano e come si è dianzi accennato, il contenuto salino delle acque costituenti falde nelle condizioni sopra descritte è distribuito in modo da dar luogo ad una vera e propria *stratificazione alina*. Questa, specie nella zona di falda non immediatamente prossima al mare, laddove cioè l'influenza marina avviene non lateralmente ma prevalentemente dal fondo, si mostra generalmente con una certa regolarità.

Se ci riferiamo alle superfici isoaline, o meglio alle « *isocloriche* », queste risultano lungo la verticale non equidistanti fra loro. Anzi, via via che ci si avvicina all'acqua marina di fondo, diventano sempre più fitte, tanto è vero che si è soliti ritenere, nelle più semplici applicazioni pratiche, che la falda di acqua dolce poggia sull'acqua marina attraverso una *zona di transizione* (detta pure da taluni *zona di diffusione*), di spessore variabile da caso a caso e costituita in ef-

della falda con concentrazioni cloroioniche superiori a 0,5 g/l — risulta piuttosto sottile, confrontata all'intera potenza della falda acquifera sovrastante, dell'ordine di 200 metri circa.

Lo spessore della zona di transizione nelle falde costiere del versante nordico della Francia, del Belgio, dell'Olanda e della Germania è, secondo le valutazioni svolte da D'ANDRIMONT<sup>(13)</sup> all'inizio di questo secolo, di soli 20÷30 metri. Comunque essa risulta, in linea affatto generale, meno spessa laddove il ravvenamento della falda dall'alto è più frequente e più abbondante. Laddove invece la falda interessa delle zone ricoperte da terreni impermeabili, defluisce con lentezza ed è alimentata solo a forte distanza, la zona di diffusione è molto più spessa che altrove. Ciò si è avuto modo di riscontrare recentemente nella porzione di « falda profonda » in pressione, retrostante all'abitato di Barletta in Puglia.

In genere una grande influenza sull'entità della diffusione alina da parte dell'acqua marina sottostante alla falda è esercitata dal grado di permeabilità della formazione acquifera. Notevole è infatti

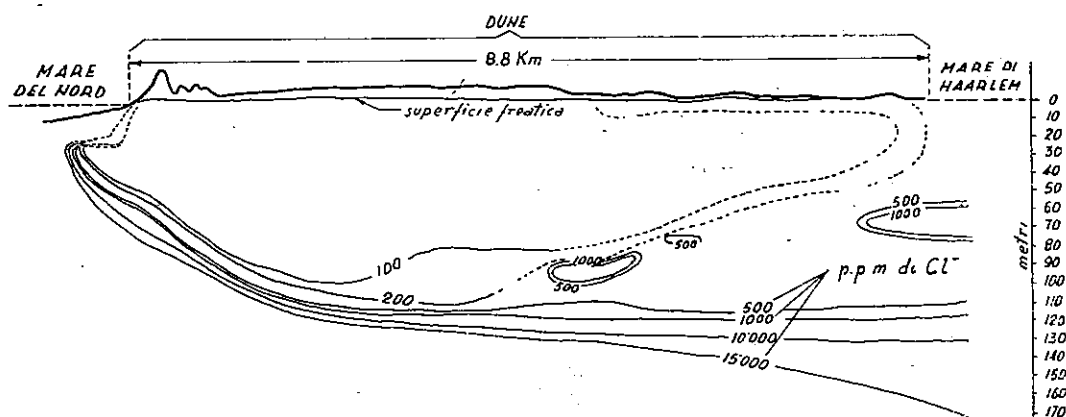


Fig. 2 - (da PENNINK)

fetti dalla zona di falda laddove le superfici isocloriche si infittiscono notevolmente, fino a passare a quelle dell'acqua marina vera e propria.

Nelle formazioni acquifere rappresentate da rocce porose la « zona di diffusione » è talora sorprendentemente sottile. La fig. 2 mostra in proposito l'andamento delle superfici isocloriche in una formazione dunale delle coste olandesi, rilevate da PENNINK in occasione dei primi studi che si compivano sull'argomento<sup>(12)</sup>. Da detta figura, laddove le isocloriche sono contrassegnate dal contenuto in p.p.m. dell'ione  $Cl^-$ , è facile rilevare talune irregolarità nella distribuzione del contenuto salino nella falda di acqua dolce, dovute essenzialmente ad altrettante irregolarità di carattere geologico in un terreno sciolto a permeabilità variabile da punto a punto. Tuttavia la zona di diffusione — se tale deve ritenersi quella zona

lo spessore della zona di diffusione relativamente alla potenza della falda, nelle formazioni permeabili per fessurazioni. Un esempio del genere è quello rappresentato in fig. 3, laddove si riportano le superfici isocloriche rilevate nel 1941 da BROWN e PARKER<sup>(14)</sup> nella falda acquifera di Miami in Florida, avente sede in calcari fratturati del Pliocene.

Inoltre, laddove la circolazione acquifera sotterranea avviene attraverso giunti di strati o fratture, la zona di diffusione è molto meno omogenea che in rocce porose. In dette rocce, specie se di natura calcarea, le fessure contenenti acqua salata possono addirittura intrecciarsi con quelle contenenti acque dolci, dando luogo ad un reticolato di fessure acquifere di differente salinità, nelle quali la stratificazione alina può solo riguardarsi nelle grandi linee.

(12) PENNINK J. M. K.: De "prise d'eau" der Amsterdamsche duin waterleiding. K. Inst. Ing. Tijdschr, The Hague, 1904 - Over de beweging van groundwater. De Ingenieur, n. 30, July 29, 1905.

(13) D'ANDRIMONT R.: Notes sur l'hydrologie du littoral belge. Soc. Geol. Belgique Annales, vol. 29. 1902.

(14) BROWN R. H. and PARKER S. G.: Salt water Encroachment in Limestone at Silver Bluff, Miami, Florida. Economic Geology, vol. XL, n. 4, 1945.

Nella « falda profonda » della Puglia — laddove dall'applicazione pura e semplice della legge di Ghyben ed Herzberg, nella quale si assume la densità dell'acqua di falda uguale ad 1, scaturiscono profondità ( $h-t$ ) della interfaccia teorica sotto il livello marino dell'ordine di 32-33 volte la quota piezometrica ( $t$ ) della falda rispetto al livello marino stesso — è stato riscontrato che solo a profondità 40 t si rinviene effettivamente l'acqua del mare, mentre fra le profondità 32 t e 40 t sembrano rilevarsi superfici isocloriche comprese pressapoco fra 2000-21.000 p.p.m. dell'ione  $Cl^-$ . Del resto l'equilibrio idrostatico, valutato sulla base della densità effettiva dell'acqua di falda, darebbe in questo caso appunto  $h-t = 40 t$ .

La posizione dell'interfaccia teorica corrisponde quindi, nella falda profonda della Puglia, pressapoco alla isoclorica 2000 p.p.m. e la zona di diffusione —

intera falda poggiante sull'acqua marina, vengono ad escludersi le zone di falda prossime alla linea di spiaggia. Le lenti di acqua dolce, costituenti falde nelle condizioni contemplate da Ghyben-Herzberg, vanno infatti gradualmente rastremandosi via via che si procede verso il mare; non altrettanto gradualmente va rastremandosi però la zona di diffusione, la quale al disotto di un dato spessore non scende. A partire da una certa distanza entroterra — tanto maggiore quanto maggiore è il grado di permeabilità della roccia — fino al mare, la parte di acqua propriamente dolce della falda scompare quindi quasi del tutto, talché quest'ultima si limita alla sola zona di diffusione, nella quale peraltro la stratificazione alina risulta irregolarissima, vuoi per l'influenza laterale del mare, vuoi per i fenomeni di marea e le notevoli escursioni di temperatura in prossimità della superficie del suolo <sup>(15)</sup>.

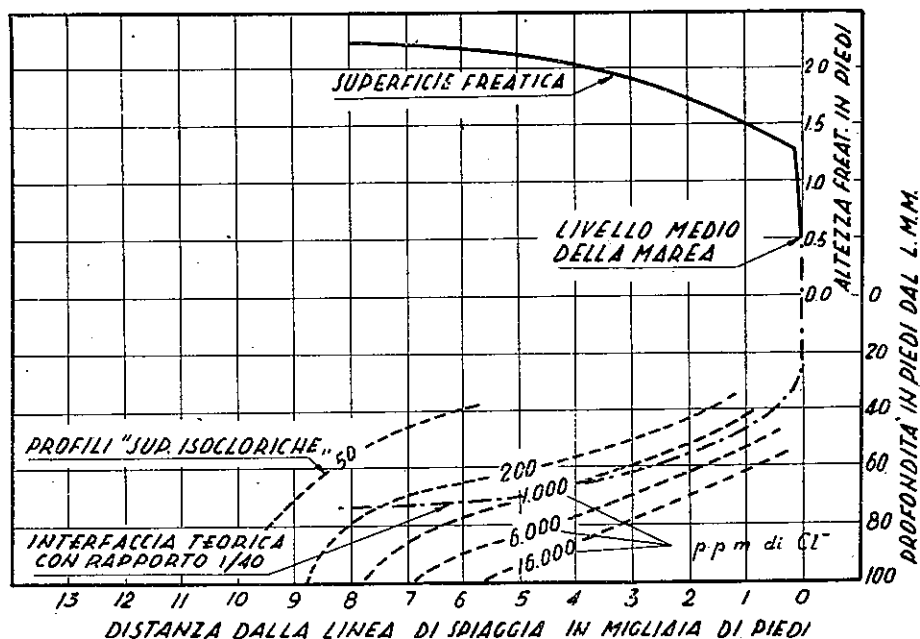


Fig. 3

se come tale vuole intendersi la zona di falda compresa fra le isocloriche 2000 e 21.000 p.p.m. — assume uno spessore pari a 1/5 della potenza dell'intera falda. Si tratta pertanto, come è facile notare, di uno spessore veramente notevole, molto maggiore di 1/5 della potenza della intera falda, qualora si voglia ritenere la zona di diffusione estesa fino a comprendere la isoclorica 500 p.p.m., come sopra si è considerato per la falda di Miami in Florida. Ciò si spiega facilmente tenendo conto del carattere fortemente permeabile della formazione acquifera della Puglia, rappresentata generalmente da calcari del Cretacico, fratturati intensamente e talora così ampiamente da dar luogo ad una circolazione idrica del tipo dei terreni carsici.

E' naturale a questo punto che, attribuendo alla zona di diffusione della falda uno spessore pari ad un'aliquota più o meno costante della potenza della

Quando qui esposto è confermato ampiamente dagli elementi tratti dall'esame di taluni interessanti casi pratici. Si ricordano in proposito gli studi sulla salinità delle acque sotterranee a varie profondità, svolti da MATSON e SANFORD <sup>(16)</sup> a Marathon in Florida. Di estremo interesse a tal fine sono altresì i recenti studi, sopra più volte citati, svolti sulla falda

<sup>(15)</sup> La disposizione delle isoline e la stessa composizione percentuale del contenuto salino di falde acquifere a contatto con l'acqua del mare sono sensibilmente influenzate dalla temperatura nel sottosuolo. L'argomento è trattato, per quanto si riferisce alle isole Hawaii, da WENTWORTH C. K.: *The specific gravity of sea-water and the Ghyben - Herzberg ratio at Honolulu*. University of Hawaii Bulletin, vol. 18, n. 8, 1939.

<sup>(16)</sup> MATSON G. C. and SANFORD S.: *Geology and groundwater of Florida*. U. S. Geol. Survey. Water-supply, Paper 319.

profonda della Puglia, in merito alla quale va segnalata la circostanza che gli affioramenti di siffatta falda, in prossimità del litorale, risultano nella generalità dei casi notevolmente salmastri, specie se connessi a terreni permeabili per fessure. Un esempio del genere è dato appunto dalla sorgente del Chidro, avente una portata dell'ordine di ben 4 mc/sec, i cui dati chimici analitici sono elencati nella tabella I:

#### 4 - Precisazioni in merito al comportamento dei pozzi attingenti a siffatti sistemi di falde

Lasciando da parte le irregolarità di cui si è dianzi detto e facendo riferimento ad un sistema perfettamente stratificato, costituito da più liquidi di diversa densità sovrapposti, come si può schematizzare una falda acquifera con superficie di fondo rappresentata dall'acqua marina, lo studio del funzionamento idraulico di un pozzo penetrante in un siffatto sistema di liquidi si presenta oltremodo complesso, sia pure limitando per semplicità i liquidi sovrapposti a due, acqua dolce su acqua salata separate fra loro dalla cosiddetta « interfaccia teorica » (17).

D'altra parte si è già accennato nelle pagine precedenti come gli studiosi dell'argomento abbiano trattato in passato troppo superficialmente l'aspetto idraulico di questo problema, ritenendo il sollevamento del cono d'acqua salata alla base della falda semplicemente funzione idrostatica del cono di depressione piezometrica prodotto dal pompaggio nel pozzo. Tale tesi, condivisa o esposta negli studi di D'ANDRIMONT, PENNINK, MEINZER, BROWN ed altri, è da questi autori illustrata mediante schizzi inerenti all'andamento di linee di flusso verso il pozzo che nulla hanno di fondato nell'esatta visione idrodinamica del fenomeno (18).

Il problema in questione, riferito più particolarmente all'emungimento attraverso un pozzo da una falda omogenea di acqua dolce, dotata cioè ovunque di eguale densità, riposante su acqua salata, obbedisce a leggi che, almeno qualitativamente, sono suscettibili di abbastanza semplici esposizioni. L'argomento si sviluppa qui di seguito in forma quanto possibile elementare.

E' noto che in un liquido in equilibrio le superfici di eguale pressione — quali sono, tra le altre, la superficie libera nel liquido sovrastante e le superfici di separazione tra diversi liquidi di differente peso specifico — sono dei piani orizzontali. Ciò perché l'assenza di azioni tangenziali, caratteristica appunto dei fluidi in genere, comporta che dette superfici siano punto per punto normali alle azioni che vi agiscono, le quali, nel caso dell'equilibrio, si riducono alla gravità, diretta secondo la verticale. Se alle azioni di gravità se ne aggiungono altre, quali quelle dirette a provocare il moto del liquido secondo la verticale, cessa la validità della legge in parola ed in parti-

colare l'interfaccia non è più un piano orizzontale.

Riferiamoci al caso specifico di cui intendiamo occuparci, nell'ipotesi semplificativa di tetto della falda orizzontale e pozzo terminante all'altezza del tetto della falda, considerata in pressione. In fase di equilibrio gli strati di acqua dolce ed acqua salata si presentano come in fig. 4 a) con interfaccia orizzontale; orizzontale è del pari il piano dei carichi, come tutte quante le superfici di eguale pressione (isobariche). La « quota » piezometrica, somma della quota geome-

trica  $\zeta$  e dell'« altezza » piezometrica  $\frac{p}{\gamma}$  è costante lungo una qualunque verticale.

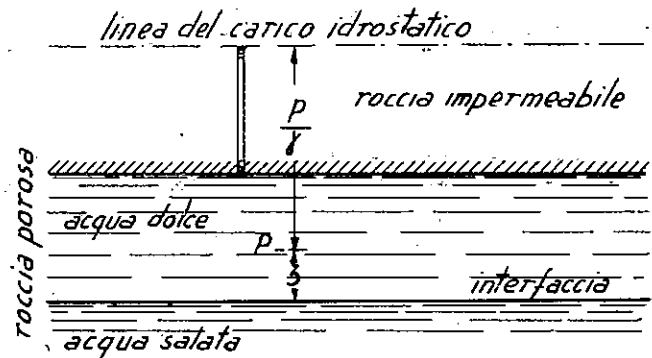


Fig. 4a

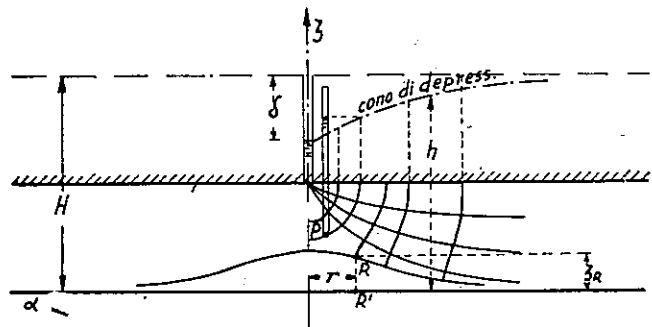


Fig. 4b

Se invece dal pozzo si emunge acqua, la superficie dei carichi piezometrici assume forma ad imbuto con depressione massima  $\delta$  in corrispondenza del pozzo. La massa d'acqua dolce si dirige verso il pozzo secondo linee di flusso che qualitativamente presentano l'andamento segnato in fig. 4 b e le isopieziche risultano punto per punto normali alle linee di flusso. Il menisco in un piezometro applicato in un punto P raggiunge, nel caso dell'equilibrio, la quota del carico idrostatico (fig. 4 a); nel caso del moto, la quota relativa alla corrispondente superficie « isopiezica » (fig. 4 b).

Anche nel caso della fig. 4 b tuttavia il liquido sottostante è in equilibrio statico e perciò per esso vale la legge idrostatica, per cui la pressione deve risultare costante su ciascun piano orizzontale, in particolare sul piano  $\alpha$  della primitiva interfaccia.

(17) In merito a tale argomento è stata dianzi già citata l'opera di MUSKAT M.: *The flow of homogeneous ecc.* Talune conclusioni di carattere generale sono anche riassunte da COTECCHIA V.: *Influenza dell'acqua marina ecc.*

(18) Si veda in proposito, oltre gli studi già citati, PENNINK J. M. K.: *Groundwater Stroombanen*, Amsterdam, 1915.



Ora a distanza molto grande dal pozzo diventa impercettibile l'effetto della depressione provocata dall'attingimento, e perciò l'interfaccia vi conserva la primitiva configurazione piana orizzontale, con pressione costante  $\gamma H$ . Segue che questa pressione deve altresì regnare in un qualsivoglia punto  $R'$ , distante  $r$  dall'asse del pozzo, di tale piano, anche in fase di emungimento. Ciò è quanto ci basta per stabilire la posizione del punto  $R$ , corrispondente alla verticale di  $R'$ , sulla superficie dell'interfaccia relativa ad un qualsivoglia regime di emungimento, intendendo qui riferirci ad un regime uniforme stabilitosi dopo un adeguato tempo di emungimento a portata costante. Riferiamoci all'interfaccia della falda indisturbata. Sulla verticale di un punto  $R$  generico della sezione

la quale fornisce:

$$\zeta_R = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} (H - h). \quad (3')$$

Qui è però da mettere bene in rilievo che la superficie di depressione  $AB$ , le ordinate della cui sezione ci forniscono appunto le  $h$ , dipende, oltre che dalla depressione  $\delta$  provocata con l'aspirazione, anche dall'andamento dell'interfaccia, cioè da  $\gamma_s$ , attraverso  $\zeta_R$ . Può tuttavia in prima approssimazione assumersi per i fletti liquidi — e quindi per lo stesso cono di depressione — l'andamento relativo a falda poggiante sul letto indeformabile (ipotesi corrispon-

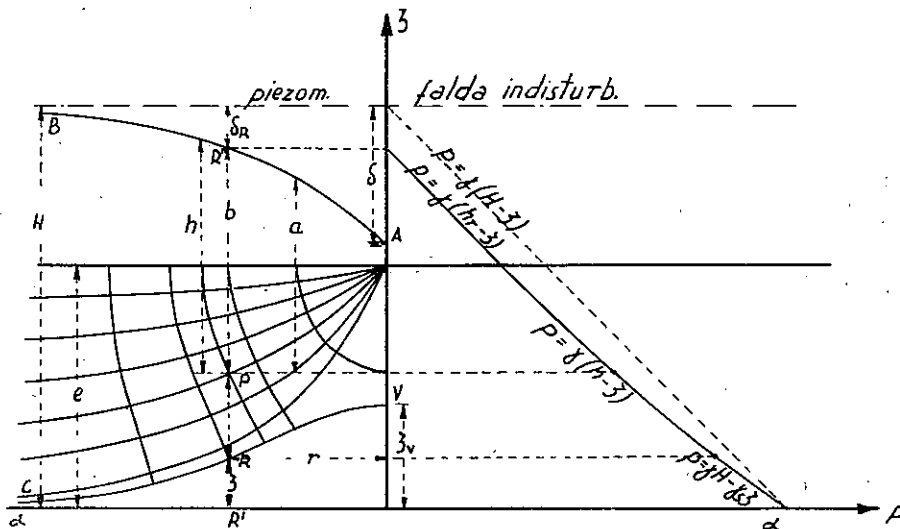


Fig. 5

dell'interfaccia, nella massa del liquido sottostante di peso  $\gamma_s$ , la pressione verso l'alto diminuisce linearmente con  $\zeta$ , secondo la legge

$$p = \gamma H - \gamma_s \zeta. \quad (1)$$

valevole per  $\zeta \leq \zeta_R$ .

Superiormente alla massa in moto di peso  $\gamma$ , e cioè al disopra del tetto della falda, vale la legge lineare:

$$p = \gamma (h_R - \zeta)$$

per

$$e \leq \zeta \leq h_R.$$

essendo  $h_R = R'R''$  la quota piezometrica valutata sulla verticale di  $R$  (fig. 5), mentre per:

$$\zeta_R \leq \zeta \leq e$$

è:

$$p = \gamma (h_R - \zeta) + \gamma (h - h_R) = \gamma (h - \zeta). \quad (2)$$

Il punto  $R$  è definito dall'incidenza della retta (1) con la curva (2), cioè dalla relazione:

$$\gamma H - \gamma_s \zeta_R = \gamma (h - \zeta_R) \quad (3)$$

dente al limite  $\gamma_s \rightarrow \infty$ ), dato che l'influenza esercitata sul flusso dal cono di intrusione  $AC$  è di norma molto piccola.

Stabilito così l'andamento dell'interfaccia, occorre ancora determinare le condizioni di equilibrio; accertarsi cioè che l'elemento di peso specifico  $\gamma_s$ , situato sull'interfaccia, non sia sollecitato a staccarsene, trascinato dalla corrente del sovrastante liquido di peso specifico  $\gamma$ .

Allo scopo ricordiamo che, in un qualunque liquido in equilibrio, trovasi privo di ogni sollecitazione, tendente a provocare spostamenti secondo la verticale, un elemento di corpo avente peso specifico eguale a quello del liquido stesso. E' questa una conseguenza immediata dell'equilibrio statico fra la forza di massa del nostro elemento (che, senza ledere la generalità della proposizione, è lecito supporre prismatico ed a generatrici verticali) e le spinte su esso esercitate dal liquido. Le prime infatti, detta  $F$  la sezione trasversale dell'elemento, ammettono una risultante

$$G = -\gamma F \Delta \zeta$$

rivolta verso il basso, e le seconde:

$$-\gamma a F + \gamma (a + \Delta \zeta) F = \gamma F \Delta h$$

verso l'alto.

Se il corpo immerso è di peso specifico maggiore di  $\gamma$ , prevale l'azione della massa; se minore di  $\gamma$ , prevale la spinta. Nel primo caso si ha movimento verso il fondo, nel secondo verso l'alto.

Questo nel caso di un liquido in equilibrio. Se però il liquido è in moto con componente verticale di velocità, la legge delle pressioni secondo detta direzione non è più quella idrostatica e perciò le cose mutano. E poiché generalmente si è abituati a considerare moti secondo traiettorie molto prossime all'orizzontale, è utile soffermarsi alquanto su questo punto.

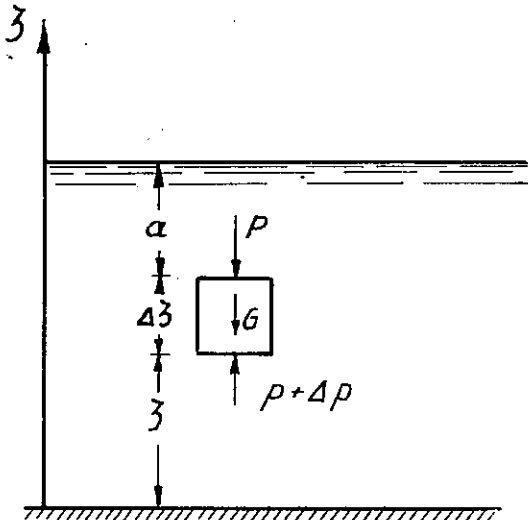


Fig. 6

Un generico elemento liquido si comporta, evidentemente, nello stesso modo che un altro corpo di eguale peso specifico, e perciò, affinché vi si generi movimento verso l'alto, occorre che su esso agisca un'azione di superficie atta a vincere, oltre l'azione del peso, anche quella di massa e di attrito (fig. 6). E' cioè necessario che la differenza  $F\Delta p$  fra le azioni sulle facce terminali (sempre nell'ipotesi suddetta di elemento prismatico) sia maggiore di  $\gamma \Delta \zeta$ . Deve dunque aversi:

$$-\Delta p > \gamma \Delta \zeta$$

o anche:

$$\frac{-\Delta p}{\Delta \zeta} > \gamma \quad (4)$$

in cui si è assunto per  $\Delta p$  il segno —, considerandosi l'asse positivo verso l'alto.

Se poniamo:

$$\frac{-\Delta p}{\Delta \zeta} = \gamma_H \quad (4')$$

la (4) ci conduce a stabilire che nel liquido in movimento un elemento di peso specifico  $\gamma_s$  è in equilibrio quando:

$$\gamma_s = \gamma_H > \gamma$$

ed è sollecitato verso l'alto (o verso il basso) quando è

$$\gamma_s < \gamma_H \quad (\text{ovvero } \gamma_s > \gamma_H)$$

Riferiamoci in particolare ad una massa filtrante, quale quella di cui ci stiamo occupando. Per il moto vale la legge di Darcy:

$$w = -f \frac{\partial h}{\partial \zeta} \quad (5)$$

in cui è:

$w$  la componente ascensionale della « velocità di filtrazione »;

$f$  la « permeabilità » del mezzo;

$h$  la quota piezometrica, somma dell'altezza geometrica  $\zeta$  e dell'altezza piezometrica  $\frac{p}{\gamma}$ ;

$\zeta$  la quota geometrica, misurata positivamente verso l'alto a partire da un piano orizzontale di riferimento, che qui abbiamo assunto nell'interfaccia della falda indisturbata.

Poiché per la sua stessa definizione è:

$$h = \zeta + \frac{p}{\gamma},$$

dalla (5) si desume:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial \zeta} &= \gamma \left( \frac{\partial h}{\partial \zeta} - 1 \right) = \\ &= \gamma \left( -\frac{w}{f} - 1 \right) = -\gamma \left( 1 + \frac{w}{f} \right), \end{aligned}$$

e perciò, dal confronto con la (4), segue che condizione affinché un elemento immerso nel liquido non sia sollecitato nè a salire nè a scendere è che il suo peso specifico sia, nel punto dove esso è situato:

$$\gamma_H = \gamma \left( 1 + \frac{w}{f} \right). \quad (6)$$

Torniamo ora alla considerazione dell'interfaccia. Perché l'elemento liquido di peso specifico  $\gamma_s$  resti unito alla massa sottostante occorre che sia:

$$\gamma_s \geq \gamma \left( 1 + \frac{w}{f} \right). \quad (7)$$

Sotto questo aspetto, in condizioni più sfavorevoli trovasi evidentemente il punto V, vertice del cono di richiamo, in quanto le velocità  $w$  crescono al decrescere della distanza dall'asse del pozzo e, lungo detto asse, al crescere di  $\zeta$ .

Per fissare le idee, disegniamo nel piano cartesiano ( $h, \zeta$ ) il diagramma delle quote piezometriche lungo l'asse del pozzo (fig. 7). Si vede che questo è rappresentato da una curva concava verso l'asse delle ordinate e perciò a valori (assoluti) crescenti della

$$\left| \frac{\partial h}{\partial \zeta} \right|.$$

Segniamo il punto del diagramma in cui la tangente geometrica forma con l'asse  $\zeta$  un angolo di tangente  $-\gamma_s$ . Vi corrisponderà l'altezza geome-

$w$  sono cresciute in modo tale che la (7) non è più valida, gli elementi del liquido avente densità  $\gamma_s$  saranno sollecitati da moto ascensionale e il vertice  $V$  del cono si sposterà verso l'alto raggiungendo, a mano a mano, zone ad azione ascensionale crescente. Ne seguirà la rottura dello strato interposto, e dal pozzo sarà aspirata una miscela di acqua dolce e di acqua salata.

Il ragionamento di cui sopra ha carattere puramente qualitativo e gli schizzi dimostrativi, che per

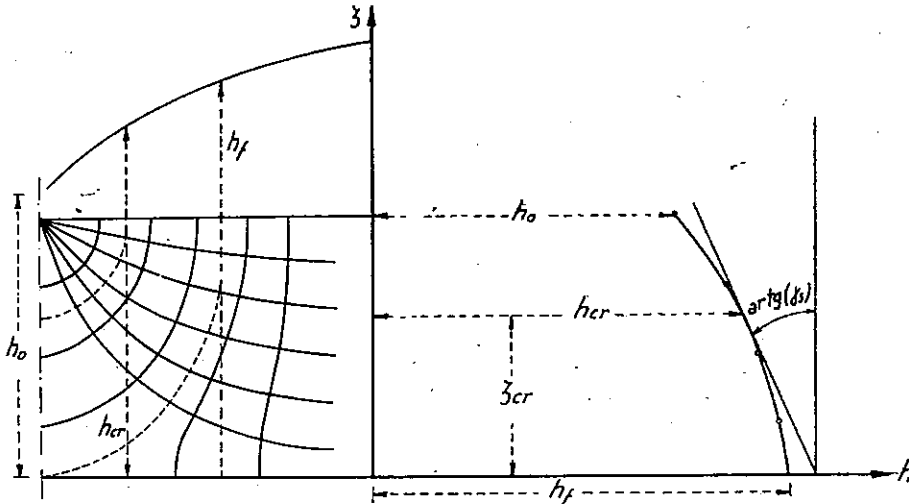


Fig. 7

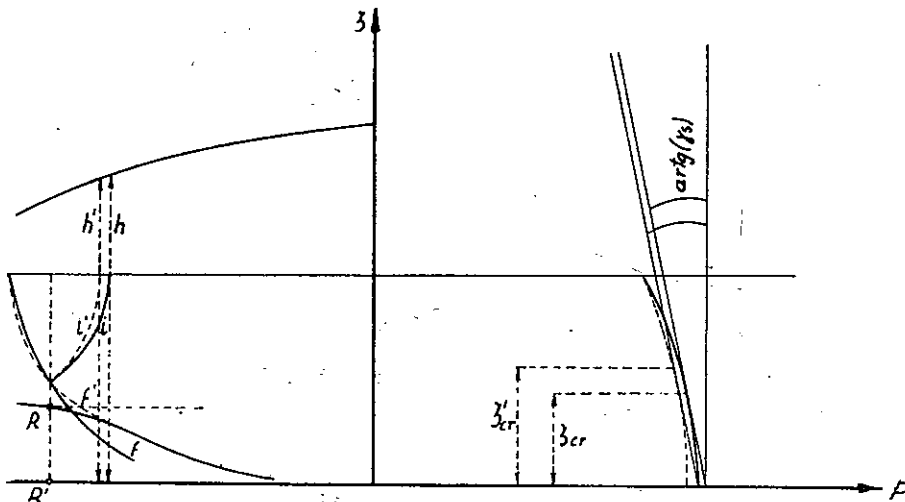


Fig. 8

trica critica  $\zeta_{cr}$ , al disotto della quale un elemento di peso  $\gamma_s$  tende a scendere (e quindi ad incorporarsi con la massa sottostante), al disopra tende a salire e quindi a seguire il moto del sovrastante liquido di peso specifico  $\gamma$ .

Il cono di intrusione sarà dunque stabile fino a quando il punto  $V$  (fig. 5) non avrà raggiunta la quota  $\zeta_{cr}$ .

Al disopra di questa quota, quando cioè, le velocità

esso sono serviti, si sono condotti — si ripete — sulle linee di flusso relative a piano di appoggio fisso.

La formazione del cono di richiamo ha per effetto di deviare i filetti dalla posizione  $f$  alla posizione  $f'$  e le isopieziche da  $i$  a  $i'$ . Come mostra chiaramente la fig. 8, ne deriva a pari profondità un valore  $h'$  alquanto minore di  $h$ , e, poiché in corrispondenza del fondo del pozzo la quota piezometrica è la stessa, la curva delle  $h(\zeta)$  risulta a concavità più accen-

tuata di quella di fig. 7. Alla tangente geometrica, formante con la verticale angolo di tangente trigonometrica  $\gamma_s$ , corrisponde di conseguenza un'altezza critica  $\zeta'_{cr}$  maggiore di quella  $\zeta_{cr}$  relativa a piano di appoggio fisso  $\alpha, \alpha$ . Risulta perciò cautelativa la adozione della  $\zeta_{cr}$  ricavata come nel procedimento da noi seguito.

### 5 - Talune deduzioni in merito al caso pratico

Le condizioni sopra esposte, espresse in altra forma, vogliono dire in sostanza che se, a seguito del pompaggio da un pozzo attingente ad una falda di acqua dolce sovrapposta ad acqua marina, l'acqua salata è portata a sollevarsi al di sopra di un certo valore  $\zeta_{cr}$  (al quale corrispondono valori  $\delta_{cr}$  della superficie piezometrica della falda e  $Q_{cr}$  della portata estratta dal pozzo, dette egualmente « depressione critica » e « portata critica ») ove i gradienti di pressione durante il flusso superano il peso specifico dell'acqua salata stessa, non possono sussistere condizioni di equilibrio statico per alcun cono di acqua salata alla base del pozzo. In tali condizioni l'acqua marina di fondo irrompe nella falda di acqua dolce prima ancora che la interfaccia, sollevatasi via via con l'aumentare del-

do la interfaccia riuscisse a sollevarsi fino a raggiungere, in condizioni di equilibrio statico per l'acqua salata, la base del pozzo.

A questo punto, se si considera la falda costituita da più strati di acqua di densità via via crescente verso il basso, per esempio da  $\gamma_0 = 1,000$  a  $\gamma_s = 1,030$  kg/l, densità quest'ultima corrispondente esattamente a quella del mare Adriatico, è facile rendersi conto, sulla base di quanto sopra illustrato in relazione al caso più semplice di due soli mezzi sovrapposti, che, aumentando gradualmente la portata di emungimento, e cioè riducendo gradualmente le pressioni nella zona di acqua dolce affluente verso il pozzo, vengono via via a rompersi gli equilibri statici dell'acqua contenuta nei singoli strati aventi densità crescenti verso il basso (fig. 9).

In questo nuovo aspetto del problema si riconoscono in effetti diverse depressioni critiche  $\delta_{cr1}, \delta_{cr2} \dots \delta_{crs}$ , relativamente alle quali si rompono via via gli equilibri statici dei liquidi sovrapposti, aventi densità costanti  $\gamma_1, \gamma_2 \dots \gamma_s$ , e sottostanti a quello avente densità  $\gamma_0$ . In un siffatto sistema di liquidi sovrapposti, se si pone che la differenza fra due densità successive,  $\gamma_i$  e  $\gamma_{i+1}$ , sia costante e lo spessore dei vari strati si rastremi fortemente procedendo verso il basso, fino a raggiungere l'acqua marina di fondo, si ha che, aumentando lentamente e gradualmente la portata di emungimento, non con altrettanta gradualità aumenta la salinità delle acque emunte. Ciò è quanto avviene appunto nelle falde acquifere nelle condizioni descritte nelle pagine precedenti, laddove, meno spessa è la zona di diffusione, più rapido — e in certi casi addirittura brusco — risulta il passaggio dalle portate di acqua leggermente salmastre a quelle di acqua con contenuto salino pressapoco equivalente a quello del mare.

Gli aspetti qualitativi del fenomeno esposto sono stati verificati ampiamente attraverso i dati delle prove di portata svolte nei pozzi attingenti alla « falda profonda » della Puglia, laddove, essendo la zona di diffusione alla base della falda generalmente molto ampia, assai frequente è il prelievo di portate con contenuto salino dell'ordine di 2-5 g/l, mentre assai rapidamente si passa da portate con contenuto salino di 5 g/l a quelle con contenuto salino di 30-40 g/l.

Istituto di Idraulica dell'Università di Bari - giugno 1958.

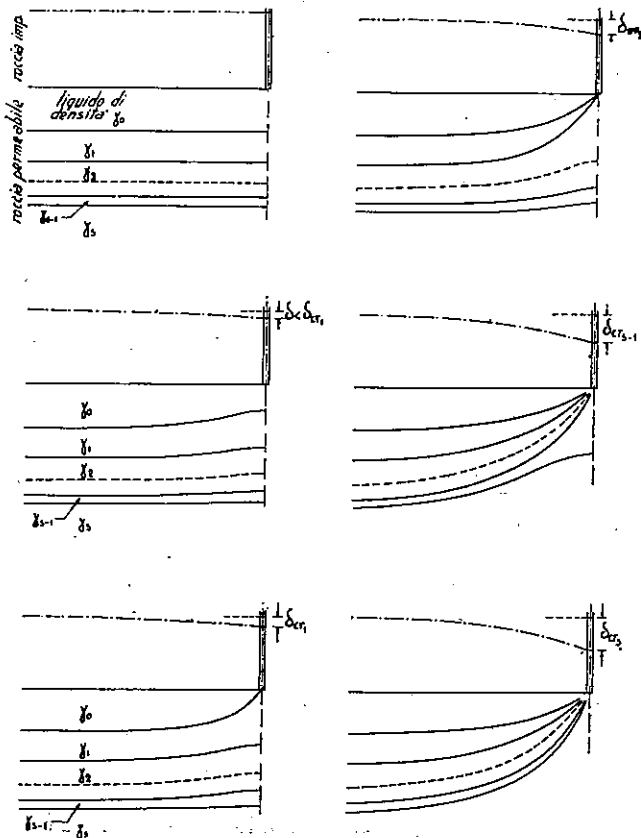


Fig. 9

la portata di emungimento, raggiunga il fondo del pozzo.

Ciò è sostanzialmente in contrasto con quanto espresso dalla teoria di GHYBEN ed HERZBERG, secondo cui l'acqua salata irromperebbe nel pozzo solo allorquan-

**SUMMARY:** The existence of a distinct "interface" at the bottom of water storages floating on the sea-water, when the latter penetrates the mainland, is a purely theoretical assumption. Actually a real zone of salty diffusion takes the place of the "interface"; its thickness depends on the permeability of the rock formation, on the quantity of the infiltration into the storage and other phenomena.

As a matter of fact there is a salty stratification in such storages, which can consequently be considered as made by superposition of water layers of different density. By pumping from a well, the saltier layers at the bottom rise not as hydrostatic function of the cone of piezometric depression — as it is generally believed — but in a much more complex way. The behaviour of the "layers" more and more salty downwards during the pumping is very important from the practical point of view.